RODICA POVARĂ

METEOROLOGIE GENERALĂ

Descrierea CIP a Bibliotecii Naţionale a României

POVARĂ, RODICA

Meteorologie generală / Rodica Povară,
Bucureşti: Editura Fundaţiei *România de Mâine,* 2006
212 p., 20,5 cm
ISBN 973-725-506-2

551.5

© Editura Fundaţiei *România de Mâine*, 2006

Redactor: Octavian CHEŢAN
Culegere text: Rodica POVARĂ,
Raluca NICOLAE
Tehnoredactare: Raluca NICOLAE
Florentina STEMATE
Coperta: Marilena BĂLAN

Bun de tipar: 3.02.2006; Coli tipar: 13,25
Format: 16/61 x 86

Editura şi Tipografia Fundaţiei *România de Mâine*
Splaiul Independenţei, Nr. 313, Bucureşti, S. 6, O. P. 83
Tel./Fax.: 316 97 90; www.spiruharet.ro
e-mail: contact@edituraromaniademaine.ro

UNIVERSITATEA *SPIRU HARET*
FACULTATEA DE GEOGRAFIE

RODICA POVARĂ

METEOROLOGIE GENERALĂ

EDITURA FUNDAȚIEI *ROMÂNIA DE MÂINE*
Bucureşti, 2006

CUPRINS

PREFAȚĂ …… 5

1. **INTRODUCERE ÎN METEOROLOGIE**

1.1. Definiție. Obiect de studiu. Sarcini 11
1.2. Metode de cercetare în Meteorologie 12
1.3. Rețeaua de stații meteorologice. Organizația Meteorologică Mondială 14
1.3.1. Posturile meteorologice sau pluviometrice …….. 14
1.3.2. Stațiile meteorologice …….. 15
1.3.3. Observatoarele aerologice …… 16
1.4. Istoricul Meteorologiei 16
1.4.1. Dezvoltarea Meteorologiei pe glob …….. 16
1.4.2. Dezvoltarea Meteorologiei în România …… 20
1.5. Ramurile Meteorologiei 22
1.6. Relația Meteorologiei cu alte științe 23

2. **ATMOSFERA TERESTRĂ**

2.1. Origine. Formă. Limite 25
2.1.1. Originea atmosferei 25
2.1.2. Forma atmosferei 26
2.1.3. Limitele atmosferei 27
2.2. Masa şi densitatea atmosferei 28
2.3. Compoziția aerului atmosferic 29
2.3.1. Elemente constante 29
2.3.2. Elemente variabile 30
2.3.3. Aerosolii 32
2.4. Structura atmosferei 33
2.4.1. Structura verticală 33
2.4.2. Structura orizontală 36
2.5. Poluarea aerului 37
2.5.1. Gazele cu efect de seră 39

3. **ENERGIA RADIANTĂ**

3.1. Tipuri de radiații în atmosferă 43
3.2. Spectrul radiațiilor solare 44
3.2.1. Radiațiile ultraviolete 44

3.2.2. Radiaţiile vizibile 44
3.2.3. Radiaţiile infraroşii 45
3.3. Factorii care influenţează radiaţia solară 46
3.3.1. Durata de insolaţie 46
3.3.2. Unghiul de incidenţă 47
3.3.3. Distanţa Pământ-Soare 48
3.3.4. Influenţa atmosferei 48
3.4. Componentele fluxului radiativ 49
3.4.1. Radiaţia solară directă (S) 49
3.4.2. Radiaţia solară difuză (D) 52
3.4.3. Radiaţia globală sau totală (Q) 53
3.4.4. Radiaţia reflectată (R) şi absorbită (a) 53
3.4.5. Radiaţia terestră (Et) 55
3.4.6. Radiaţia atmosferică (Ea) 56
3.4.7. Radiaţia efectivă (Re) 56
3.5. Bilanţul radiativ-caloric 57
3.5.1. Bilanţul radiativ (Br) al suprafeţei terestre 57
3.5.2. Bilanţul radiativ al sistemului Pământ-Atmosferă 59
3.5.3. Bilanţul caloric (Bc) 61

4. **TEMPERATURA SOLULUI ŞI A MARILOR SUPRAFEŢE DE APĂ**

4.1. Încălzirea suprafeţei terestre 63
4.2. Temperatura solului 64
4.2.1. Factorii care influenţează temperatura solului 65
4.2.2. Temperaturii suprafeţei solului 71
4.2.3. Temperaturile extreme de la suprafaţa solului 76
4.2.4. Variaţia temperaturii solului în adâncime 77
4.2.5. Îngheţul solului 80
4.3. Temperatura apei 82
4.3.1. Regimul termic al marilor suprafeţe de apă 82
4.3.2. Variaţiile temperaturii apei 85
4.3.3. Temperatura marilor suprafeţe de apă în diferite zone geografice 86
4.4. Circuitul caloric în sol şi apă 87
4.4.1. Circuitul caloric diurn 87
4.4.2. Circuitul caloric anual 87

5. **TEMPERATURA AERULUI**

5.1. Încălzirea şi răcirea aerului 89
5.1.1. Modalităţile de transmitere a căldurii în aer 89
5.1.2. Răcirea aerului 92
5.2. Variaţiile temperaturii aerului 93
5.2.1. Variaţiile temporale 93
5.2.2. Variaţiile neperiodice sau accidentale 97
5.2.3. Variaţiile spaţiale 97

5.3. Transformările adiabatice ale aerului 101
5.4. Stabilitatea şi instabilitatea verticală a atmosferei..... 103
5.4.1. Stratificaţia instabilă 103
5.4.2. Stratificaţia stabilă 105
5.4.3. Stratificaţia indiferentă 105
5.5. Inversiunile de temperatură..... 105
5.5.1. Inversiunile termice 106
5.5.2. Inversiunile dinamice..... 106
5.5.3. Inversiunile mixte 107
6. **VAPORII DE APĂ ÎN ATMOSFERĂ**
6.1. Sistemul de faze al apei..... 108
6.2. Evaporarea şi evapotranspiraţia..... 110
6.2.1. Evaporarea 110
6.2.2. Evapotranspiraţia 111
6.3. Umezeala aerului..... 111
6.3.1. Mărimile care definesc umezeala aerului..... 112
6.3.2. Regimul umezelii aerului..... 115
6.4. Condensarea şi sublimarea vaporilor de apă 119
6.4.1. Condiţiile principale ale condensării vaporilor de apă.... 119
6.5. Forme de condensare şi sublimare a vaporilor de apă 120
6.5.1. Produse primare de condensare 120
6.5.2. Condensarea şi sublimarea vaporilor de apă pe suprafaţa terestră..... 123
6.6. Norii 125
6.6.1. Geneza norilor 125
6.6.2. Clasificarea norilor 126
6.6.3. Descrierea norilor 130
6.7. Nebulozitatea şi durata de strălucire a Soarelui..... 134
6.7.1. Nebulozitatea 134
6.7.2. Durata de strălucire a Soarelui..... 138
6.8. Precipitaţiile atmosferice..... 139
6.8.1. Geneza precipitaţiilor..... 139
6.8.2. Clasificarea precipitaţiilor..... 142
6.8.3. Regimul precipitaţiilor 145
6.9. Bilanţul umidităţii la suprafaţa Terrei 149
7. **DINAMICA AERULUI**
7.1. Presiunea aerului 151
7.1.1.Variaţiile temporale 152
7.1.2 Variaţiile spaţiale 156
7.2. Vântul..... 160
7.2.1. Definiţie şi geneză 160
7.2.2. Forţele care acţionează asupra aerului în mişcare..... 160
7.2.3. Elementele caracteristice vântului 163
7.2.4. Clasificarea vânturilor..... 166

8. **METEORII**
8.1. Definiție 168
8.2. Tipuri de meteori 168
8.2.1. Hidrometeorii 168
8.2.2. Litometeorii 173
8.2.3. Fotometeorii 174
8.2.4. Electrometeorii 180
9. **NOȚIUNI FUNDAMENTALE DE METEOROLOGIE SINOPTICĂ**
9.1. Masele de aer 184
9.1.1. Clasificarea maselor de aer 184
9.2. Fronturile atmosferice 187
9.2.1. Clasificarea fronturilor atmosferice 189
9.3. Ciclonii şi anticiclonii 194
9.3.1. Geneza ciclonilor şi anticiclonilor 194
9.3.2. Ciclonii 198
9.3.3. Anticiclonii 200
9.4. Prognoza meteorologică 204
9.4.1. Radarul şi prognoza meteorologică 205
9.4.2. Sateliții şi prognoza meteorologică 206
9.4.3. Modele matematice atmosferice şi prognoza meteorologică 207
BIBLIOGRAFIE 210

PREFAȚĂ

Meteorologia este o disciplină de bază a Geografiei fizice, cu o importanță deosebită în formarea viitorilor geografi, cu profiluri diferite, profesori sau specialişti în cercetarea mediului şi, de ce nu, a viitorilor meteorologi. Procesele şi fenomenele fizice care se petrec în atmosferă şi la suprafața terestră contribuie în mod considerabil la formarea peisajelor geografice, stând la baza şi influențând toate fenomenele ce se produc în cadrul celorlalte geosfere: hidrosfera, reliefosfera, climatosfera, biosfera etc., studiate în cadrul Facultății de Geografie. De aici rezultă complexitatea şi interdisciplinaritatea ştiinței meteorologice cu celelalte ştiințe ale mediului natural şi uman şi aplicativitatea ei practică.

Cursul de față este destinat studenților din anul I, de la toate formele de învățământ geografic (zi, frecvență redusă şi la distanță) şi cuprinde nouă capitole în care sunt prezentate principalele procese şi fenomene fizice şi geografice care se produc în atmosferă şi, îndeosebi, în stratul inferior al acesteia, troposfera. S-a încercat o abordare logică, concisă, clară şi accesibilă studenților, a tuturor fenomenelor din spațiul aerian apropiat suprafeței terestre, materializate prin elemente meteorologice observabile şi cuantificabile, cum sunt: radiația solară, temperatura aerului şi solului, umezeala aerului, nebulozitatea, durata de strălucire a Soarelui, precipitațiile atmosferice, presiunea aerului, vântul etc.

Problematica specifică este abordată în mod clasic, dar şi modern, mai ales, în prezentarea unor teorii noi legate de circulația aerului prin intermediul anticiclonilor mobili polari şi a elaborării prognozelor meteorologice cu ajutorul unor metode şi mijloace moderne de investigare, conform normelor în vigoare ale O.M.M. În acest sens, sunt prezentate performanțele obținute în activitatea de prognoză meteorologică, în general, şi din România, în particular, prin utilizarea informațiilor radar, satelitare şi a unor modele matematice atmosferice de prevedere a vremii pe diferite perioade de timp, de la câteva ore (know casting) la câteva zile (5-10) şi chiar mai mult.

Pentru analiza celor propuse s-au folosit o vastă literatură de specialitate din țară şi străinătate, rezultate proprii ale activității de cercetare efectuată de-a lungul anilor, dar şi un material grafic bogat şi variat, care să permită studenților înțelegerea cât mai bună a acestei discipline.

1. **INTRODUCERE ÎN METEOROLOGIE**

1.1. **Definiție. Obiect de studiu. Sarcini**

Meteorologia este ştiința care studiază structura şi proprietățile atmosferei, fenomenele şi procesele fizice care se produc în atmosferă, în general, şi în troposferă, în particular, în scopul prognozării sau prevederii vremii. Ea face parte din categoria ştiințelor geonomice[1], care studiază învelişurile Pământului: atmosfera, litosfera, hidrosfera, pedosfera, reliefosfera, biosfera, climatosfera, criosfera, aparținând Geografiei.

Denumirea de METEOROLOGIE este de origine greacă[2], de aici apare vechimea ştiinței, mult timp preocupările meteorologiei fiind confundate cu ale astronomiei. Tratatele de meteorologie studiau şi problemele meteoriților (meteoarelor) de origine extraterestră. Începând cu Aristotel (384 î.Hr.) şi până la Kämtz (1835), în publicațiile apărute, problemele meteorologiei şi ale astronomiei erau tratate în comun.

Obiectul de studiu al Meteorologiei este reprezentat de aerul atmosferic, în care un rol deosebit de important îl au vaporii de apă a căror cantitate este în permanentă schimbare ca urmare a încălzirii şi răcirii aerului. Acesta, în deplasarea lui prin intermediul curenților aerieni, transportă de la o regiune geografică la alta ceața şi norii, responsabili de apariția celor mai importante fenomene care generează aspectul vremii la un moment dat. Transformările care au loc în atmosferă sunt procese şi fenomene fizice, meteorologia mai fiind denumită şi *fizica atmosferei*. Totalitatea fenomenelor şi proceselor fizice din atmosferă – care caracterizează starea atmosferei la un moment dat şi într-un anumit loc – constituie *vremea*, iar succesiunea în timp a stării fizice a atmosferei reprezintă *evoluția* sau *mersul vremii*. Caracteristicile vremii sunt reprezentate prin valori cantitative şi calitative ale fenomenelor şi proceselor fizice din atmosferă, ce poartă denumirea de *elemente meteorologice*: radiația solară, temperatura aerului şi a solului, nebulozitatea şi durata de strălucire a Soarelui, precipitațiile atmosferice,

[1] Termen, adoptat de Academia Română, care defineşte toate ştiințele care studiază subsistemele ce alcătuiesc geosistemul: geologice, geofizice, geografice.

[2] *Meteoron* – ceva ce se petrece în aer; *logos* – cuvânt, ştiință, vorbire.

presiunea atmosferică şi vântul. Cuantificarea acestor elemente meteorologice se realizează prin determinări şi observaţii vizuale, dar şi prin măsurători instrumentale, toate acestea reprezentând *observaţiile meteorologice*. Toate datele rezultate din acest complex de observaţii meteorologice sunt utilizate de serviciile meteorologice în scopul elaborării prognozelor şi emiterii avertizărilor asupra apariţiei şi evoluţiei unor fenomene periculoase. Aceste informaţii sunt transmise organelor centrale şi locale de stat, diferitelor instituţii, în scopul asigurării şi protecţiei meteorologice a navigaţiei aeriene şi maritime, a transporturilor rutiere şi feroviare, a lucrărilor agricole şi a stării de sănătate a organismelor vii. În acelaşi timp, aceste date sunt folosite în schimbul internaţional de mesaje meteorologice.

Sarcina principală a Meteorologiei este aceea de a descoperi legile care guvernează procesele şi fenomenele din atmosferă în scopul prognozării lor. De asemenea, Meteorologia, care devine tot mai mult o ştiinţă cu mare aplicativitate practică, are ca sarcini perfecţionarea continuă a metodelor de prevedere a vremii sau timpului şi a metodelor de influenţare activă asupra evoluţiei vremii. În acest sens, informaţiile meteorologice sunt din ce în ce mai necesare în toate domeniile activităţii umane: agricultură, construcţii, transporturi, telecomunicaţii, lucrări hidrotehnice şi amelioraţii, balneo-climatologie, turism, urbanism, asistenţă socială etc.

Prin folosirea mijloacelor tehnice moderne, omenirea are posibilitatea unei intervenţii active în desfăşurarea unor procese atmosferice, cum ar fi: activarea sistemelor noroase şi a precipitaţiilor atmosferice, sistemele antigrindină, disiparea ceţii, combaterea unor fenomene periculoase ca îngheţul, seceta, inundaţiile etc.

1.2. **Metode de cercetare în meteorologie**

Metodele de bază în cercetarea fenomenelor şi proceselor fizice din atmosferă sunt *observaţia* şi *experimentul*.

Observaţiile meteorologice pot fi *vizuale* şi *instrumentale*. Cele vizuale permit aprecierea calitativă asupra unor fenomene atmosferice care nu pot fi determinate instrumental: nebulozitatea (gradul de acoperire a cerului cu nori şi felul norilor), producerea unor hidrometeori (ceaţa, roua, bruma, poleiul), a unor fenomene optice (halo), a stării solului, a caracterului stratului de zăpadă etc.

Observaţiile instrumentale se efectuează cu ajutorul aparaturii şi instrumentarului meteorologic. Există instrumente cu citire directă: termometrul (temperatura aerului şi a solului), higrometrul (umezeala aerului), barometrul (presiunea atmosferică), pluviometrul (precipitaţiile

atmosferice), anemometrul (vântul), chiciurometrul (grosimea stratului de chiciură), rigla de zăpadă (grosimea stratului de zăpadă) etc. Pentru înregistrarea evoluției diurne sau săptămânale a diferiților parametri meteorologici sunt folosite aparatele înregistratoare: termograf, barograf, higrograf, pluviograf, anemograf, heliograf etc.

Pentru determinarea fenomenelor atmosferice din regiunile greu accesibile se utilizează *stațiile meteorologice automate* şi *sateliții meteorologici,* dintre care cei mai cunoscuți sunt NOAA, METEOR şi TIROS. Pentru cercetarea dinamicii atmosferei, a apei din sol şi a rezervelor de apă din stratul de zăpadă se *folosesc izotopi radioactivi*, *radiosondele, radarul, laserul, balonul pilot, rachete* şi a*vioane meteorologice, navete spațiale.*

Izotopii radioactivi oferă meteorologiei o nouă metodă de cercetare, îndeosebi a circulației maselor de aer, dar şi a microfizicii norilor, ceții şi precipitațiilor.

Radiosonda recepționează de la sol valorile variabilelor meteorologice de la înălțimi de peste 30 km.

Radarul meteorologic, sistem electromagnetic activ, foloseşte la depistarea şi urmărirea fronturilor atmosferice, a direcției şi vitezei de deplasare a acestora, la descoperirea zonelor cu precipitații şi cu perturbații atmosferice, la cercetarea microfizicii norilor şi precipitațiilor, a fenomenelor periculoase etc.

Laserul, tot un sistem electromagnetic activ, perturbă controlat mediul şi măsoară răspunsul la o excitare optică. Fasciculul luminos determină cu o precizie mult mai mare regiunea de la care se primeşte răspunsul. Cu instalații laser se măsoară concentrația în aerosoli, înălțimea bazei norilor, compoziția lor, dar şi a ceții, prezența şi variația concentrației unor gaze, depistarea de la distanță a unor perturbații atmosferice (cicloni tropicale, furtuni etc.), direcția şi viteza vântului etc.

Spectroscopia este o metodă optică folosită în meteorologie pentru determinarea aurorelor polare, dar şi a altor fenomene referitoare la compoziția şi starea atmosferei la înălțimi mari.

Rachetele meteorologice sunt, de asemenea, folosite pentru cercetarea atmosferei înalte, valorile elementelor măsurate fiind transmise prin radio.

Sateliții meteorologici studiază atmosfera din spațiul extraterestru pe suprafețe mari şi pe timp îndelungat. Se transmit fotografii ce furnizează informații asupra sistemelor noroase, maselor de aer şi fronturilor atmosferice aflate în deplasare, ciclonilor tropicali, altor fenomene meteorologice utilizate în prognoza meteorologică.

Experimentul reprezintă o metodă aplicată în condiții naturale pentru stimularea artificială a precipitațiilor atmosferice şi pentru

disiparea ceții și a grindinii cu ajutorul rachetei antigrindină. Cercetările experimentale în laboratoare se efectuează în scopul aflării structurii microfizice a norilor și precipitațiilor atmosferice, a unor fenomene aerodinamice, electrice, acustice și optice din atmosferă.

În afara acestor metode expuse anterior, se mai folosesc mijloace moderne statistico-matematice, de calcul electronic, de analiză prin intermediul calculatoarelor performante.

1.3. **Rețeaua de stații meteorologice. Organizația Meteorologică Mondială**

Cel mai important lucru în Meteorologie este observația meteorologică. Aceasta constă în aprecierea calitativă a particularităților fenomenelor meteorologice, dar și în determinarea cantitativă a valorilor diferitelor variabile atmosferice. Observația meteorologică stă la baza tuturor activităților din domeniu, materializate prin:

- informarea zilnică a meteorologilor previzioniști;
- desfășurarea corectă a activității de servire meteorologică;
- elaborarea prognozelor și asigurarea protecției meteorologice a navigației aeriene, maritime, rutiere și a avertizărilor pentru agricultură;
- asigurarea schimbului internațional de date meteorologice impus țărilor membre ale Organizației Meteorologice Mondiale;
- stocarea șirurilor de date;
- întocmirea anuarelor, atlaselor și a altor lucrări de specialitate.

Pentru asigurarea compatibilității observațiilor meteorologice, acestea trebuie să se realizeze conform normelor emise de către Organizația Meteorologică Mondială prin îndeplinirea unor condiții stricte:

- toate observațiile să se efectueze numai la orele stabilite și să se noteze ceea ce s-a măsurat în realitate;
- să se efectueze corect cu instrumentar verificat periodic, etalonat și întreținut conform instrucțiunilor în vigoare; aparatura trebuie să fie instalată conform instrucțiunilor O.M.M.

Toate observațiile meteorologice se efectuează în platforme special amenajate la posturile și stațiile meteorologice, dar și la observatoarele aerologice incluse în rețeaua națională.

1.3.1. ***Posturile meteorologice sau pluviometrice***

Sunt locații unde se efectuează observații și măsurători asupra felului și cantității precipitațiilor, grosimii și duratei stratului de zăpadă. De asemenea, se pot efectua și observații vizuale asupra unor

fenomene meteorologice periculoase, atunci când este cazul. Unele posturi sunt dotate şi cu termometrie pentru determinarea temperaturii aerului, acestea denumindu-se *posturi termo-pluviometrice*.

1.3.2. ***Staţiile meteorologice***

Sunt unităţi complexe care au în dotare aparatură specifică scopului urmărit. Există, astfel, mai multe categorii de staţii pentru observaţii:

- *sinoptice,* cu program din oră în oră sau din trei în trei ore: 2, 5, 8, 11, 14, 17, 20, 23, ora oficială, care furnizează date pentru prognoza meteorologică;
- *climatice,* cu aparatura necesară pentru determinarea tuturor elementelor meteorologice efectuate la orele 1, 7, 13, 19, ora locală;
- *actinometrice,* pentru determinarea componentelor fluxului radiativ solar la orele 0, 6, 9, 12, 15, 18, ora locală;
- *agrometeorologice,* unde se efectuează măsurători asupra temperaturii aerului şi solului, umezelii aerului, rezervei de apă accesibilă plantelor, fenologiei[3], fenometriei[4], elementelor de producţie[5] pe tipuri de culturi specifice zonei: grâu de toamnă, porumb, floarea soarelui, sfeclă de zahăr, cartof, viţă de vie, pomi fructiferi etc. Orele de observaţii sunt aceleaşi ca la cele climatice, iar pentru rezerva de apă, fenologie şi fenometrie se efectuează în funcţie de faza fenologică şi de calendarul lucrărilor în câmp;
- *radar,* pentru urmărirea evoluţiei vremii în scopul avertizării în situaţia producerii unor fenomene periculoase. Observaţiile se fac din oră în oră, îndeosebi asupra sistemelor noroase, felului şi cantităţii precipitaţiilor. În ultimii ani, în România aceste staţii au fost dotate cu radare Doppler, ultraperformante;
- *ATP,* receptoare ale datelor transmise de sateliţii meteorologici, instalate în centre meteorologice importante, unde se primesc informaţii la 6 sau 12 ore;
- *cu program special,* unde se fac determinări asupra electricităţii aerului, radioactivităţii aerului, solului şi vegetaţiei, concentraţiei de ozon şi noxe[6]. Programul de observaţii este diferenţiat: electricitatea şi radioactivitatea la amiază, ozonul la 9, 12, 15, oră locală, iar noxele de la o jumătate de oră la o lună.

---

[3] Succesiunea fazelor de vegetaţie sau a fenofazelor

[4] Măsurarea unor elemente de creştere: înălţimea şi densitatea plantelor, grosimea tulpinii, lungimea şi diametrul frunzelor etc.

[5] Numărul de plante fertile /m^2,greutatea a 1000 boabe etc.

[6] Impurităţi şi gaze nocive cu efect puternic asupra mediului şi oamenilor.

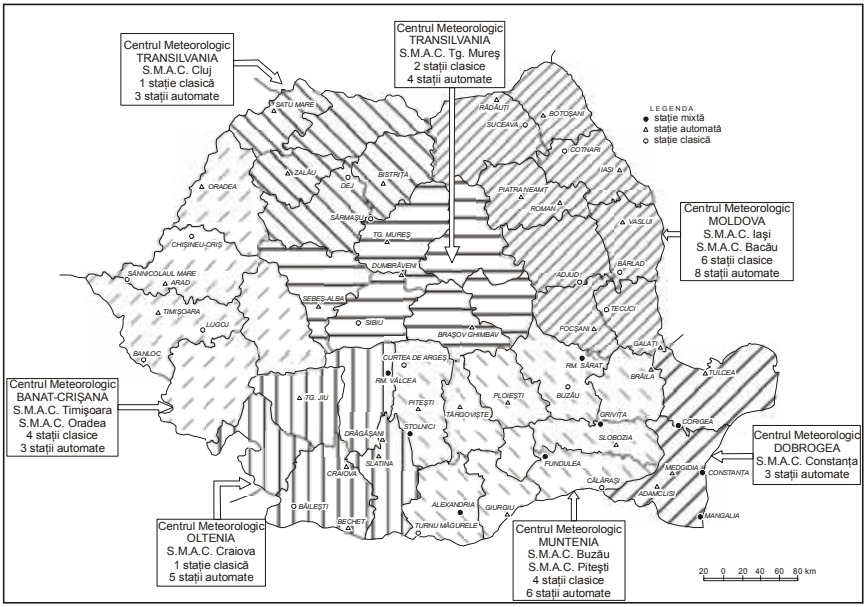


Fig. 1. *Staţiile cu program agrometeorologic din Reţeaua Naţională de staţii meteorologice. Sursa: A.N.M. – colectiv AGRO*

În prezent, Reţeaua Naţională de staţii meteorologice din România este formată din 160 de staţii, împărţite pe 7 Centre meteorologice teritoriale, din care 54 sunt cu program agrometeorologic (fig. 1).

1.3.3. ***Observatoarele aerologice***

Sunt destinate măsurării elementelor meteorologice din atmosfera înaltă şi sunt dotate cu aparatură specială adecvată scopului urmărit: baloane pilot, radiosonde, rachete meteorologice, laser. Observaţiile se fac la orele 2, 8, 14, 20, oră locală.

1.4. **Istoricul Meteorologiei**

1.4.1. ***Dezvoltarea Meteorologiei pe glob***

Interesul pentru aspectul, evoluţia şi efectele pozitive sau negative ale vremii, de care depindea însăşi viaţa primilor oameni de pe Terra, ca şi a celorlalte vieţuitoare, datează încă din perioada preistorică.

În Grecia antică, locul de origine şi dezvoltare a întregii civilizaţii europene, marii filosofi ai diferitelor perioade au avut preocupări şi în domeniul meteorologiei, încercând să stabilească anumite relaţii între mişcarea vântului, formarea norilor şi producerea fenomenelor electrice în atmosferă. Au fost construite chiar unele instrumente pentru determinarea direcţiei şi intensităţii vântului. Printre învăţaţii lumii antice greceşti trebuie amintiţi: *Herodot* (484-425 î.Hr.), cu primele însemnări de mare finețe asupra unor fenomene atmosferice observate în timpul călătoriilor sale geografice, descriind, printre altele, clima Sciției, din care făcea parte şi Dobrogea (despre clima acestei provincii au rămas informaţii şi în scrierile poetului latin Ovidiu, exilat aici între anii 9 şi 17 d.Hr.), *Platon* (427-347 î.Hr.), *Aristotel* (384-322 î.Hr.), autorul primului tratat de meteorologie, în care a încercat explicarea cauzelor diferitelor fenomene meteorologice şi hidrologice, ca o consecinţă a primelor (circuitul apei în natură şi bilanţul hidric al Terrei), *Seneca* (4 î.Hr. - 65 d.Hr), *Ptolemeu* (90-168 d.Hr.), care era convins că fenomenul de reflexie al atmosferei se datora învelişului gazos al planetei. În antichitatea greacă se cunoştea că în funcţie de înclinarea unghiului de incidenţă al razelor solare cu suprafaţa terestră se formează principalele zone de climă, iar învăţatul *Empedocle* a stabilit, încă din secolul V î.Hr., relaţia dintre atmosferă, radiaţia solară, suprafaţa Pământului, prezenţa suprafeţelor acvatice şi a apei din atmosferă, considerând că cele patru elemente de bază: aerul, apa, focul şi pământul sunt la originea climatelor: cald, rece, umed şi uscat. Din China antică s-au păstrat primele descrieri climatice (sec. XI î.Hr.).

În Evul Mediu, în perioada marilor descoperiri geografice, o importantă contribuţie la cunoaşterea fenomenelor atmosferice au avut-o temerarii navigatori, care s-au confruntat şi au descris vânturi importante ca alizeele şi musonii, dar şi furtunile tropicale şi alte fenomene atmosferice deosebite.

Sfârşitul secolului al XVI-lea şi secolul al XVII-lea reprezintă epoca premergătoare dezvoltării meteorologiei instrumentale. Să ne amintim de construirea primelor instrumente: termometrul (*Galileo Galilei*, 1597), barometrul cu mercur (*Torricelli*, 1643), barometrul aneroid (*Hooke*, 1673), scara termometrică (*Huygens*, 1665) care are ca puncte de reper temperatura de îngheţ şi cea de fierbere a apei, higrometrul cu fir de păr (*Saussure*, 1783), anemometrul (*Woltzmann*, 1790), psihrometrul (*R. August*), pirheliometrul (*H. Poillet*). Folosirea acestor instrumente a permis obţinerea unor determinări concrete ale valorilor elementelor meteorologice, care au oferit astfel fizicienilor

posibilitatea elaborării unor legi care au constituit fundamentul teoretic al cercetărilor ulterioare. Tot în secolul al XVII-lea, în anul 1648, fizicianul francez *Pascal* a demonstrat matematic greutatea aerului, şi scăderea presiunii cu altitudinea, punând bazele hidrostaticii aerului atmosferic. Către sfârşitul aceluiaşi secol, astronomul englez *Halley* îşi publica teoria sa asupra formării şi permanenţei alizeelor şi musonilor, vânturi dominante din zonele intertropicale, aparţinând marii circulaţii atmosferice a globului, generatoare de tipuri de climă şi climate specifice. În 1735, acelaşi autor îşi prezenta teoria asupra relaţiei dintre permanenţa, direcţia şi intensitatea acestor vânturi şi mişcarea de rotaţie a Pământului în jurul propriei axe, evidenţiind devierea alizeelor de la direcţia iniţială nord-sud şi sud-nord, în cadrul celor două emisfere ale globului, la cea reală, nord-est – sud-vest şi sud-est – nord-vest, datorată permanentei mişcări de rotaţie a planetei în jurul axei polilor. Din acest punct de vedere, el poate fi considerat precursor al ştiinţei climatologiei. În aproximativ aceeaşi perioadă (1750), *Benjamin Franklin* îşi făcea publică celebra descoperire legată de electricitatea atmosferei, iar *Lavoisier* şi *Dalton* asupra naturii, stării fizice şi compoziţiei chimice a aerului.

Secolul al XVIII-lea a marcat şi alte momente de referinţă în istoria meteorologiei: stabilirea scărilor termometrice ale fizicianului german *Fahrenheit*, în anul 1724, utilizată şi în prezent în ţările anglo-saxone, a fizicianului francez *Reaumur* în anul 1730 şi a suedezului *Celsius* în 1742, folosită larg în toată lumea. În anul 1778, la Baden în Germania s-a înfiinţat primul institut meteorologic din lume. În anul 1780 se înfiinţează prima societate meteorologică, „Societatea Meteorologică Palatină", care îşi avea sediul la Manheim-Germania, în cadrul căreia funcţiona o reţea de 39 de staţii de observaţii amplasate atât în Europa, cât şi în Statele Unite ale Americii, precursoare a Organizaţiei Meteorologice Internaţionale (1873) şi a Organizaţiei Meteorologice Mondiale (23 martie, 1951), ca organizaţie specializată a Organizaţiei Naţiunilor Unite, cu 179 de state membre în anul 1996, printre care şi România (din 1878, printre primele 10 state fondatoare ale primei organizaţii internaţionale), care coordonează întreaga activitate meteorologică internaţională şi elaborează normele de efectuare a tuturor observaţiilor meteorologice din lume.

Prima hartă sinoptică a fost realizată în Germania, la Leipzig, de către matematicianul *H. V. Brandes*, iar în Statele Unite ale Americii, aproximativ în aceeaşi perioadă, *Redfield* întocmea o serie de hărţi cu traiectoriile şi sensul de mişcare ale aerului în cicloni. Înscrierea

elementelor meteorologice pe hărți se făcea cu multă întârziere, după efectuarea observațiilor, hărțile respective putând fi utilizate numai în activitatea de diagnoză. Inventarea telegrafului de către *S. Morse* în anul 1843, a permis elaborarea primelor prognoze şi avertizări de furtună, punându-se astfel bazele meteorologiei sinoptice. În anul 1853, în Belgia, a avut loc prima Conferință internațională de meteorologie, iar în 1873, la Viena, primul Congres internațional.

Dezvoltarea tehnologiei moderne, la sfârşitul secolului al XIX-lea şi pe parcursul celui de al XX-lea (telefonul, radioul, maşinile de calcul, radiosondele, radarul, sateliții şi rachetele meteorologice, computerele şi internetul) a impulsionat activitatea meteorologică, în special cea de prognoză, atât de utilă în toate sectoarele activității umane.

Dacă primele observații meteorologice au fost la început disparate şi se efectuau la ore diferite, neputându-se coordona şi stabili anumite concluzii, din deceniul al treilea al secolului al XVIII-lea ele s-au făcut sistematic.

După înființarea Organizației Meteorologice Mondiale, afiliată Organizației Națiunilor Unite, s-a pus problema reorganizării activității meteorologice mondiale, conform noilor norme. La Geneva este sediul Secretariatului O.M.M., prof. G.O.P. Obasi fiind, în prezent, Secretar General. Aici funcționează o serie de comisii tehnice şi grupe de lucru, care prezintă rapoarte anuale de activitate. S-a convenit, de asemenea, ca data de 23 martie, când a fost înființată organizația, să fie decretată Ziua Mondială a Meteorologiei, care se sărbătoreşte în fiecare an.

Realizarea primelor hărți climatice a permis descoperirea legilor fundamentale referitoare la repartiția temperaturii şi presiunii pe suprafața globului şi s-a putut reprezenta poziția principalelor sisteme barice permanente, evidențiindu-se, astfel, influența distribuției uscatului şi apei asupra temperaturii şi presiunii aerului.

În cadrul Organizației Meteorologice Mondiale există o largă cooperare internațională în cadrul unor proiecte de anvergură, cum ar fi sistemul mondial de cercetare globală *Veghea Meteorologică Mondială*, ca „un sistem fără precedent, fondat pe tehnici şi metode moderne, pe utilizarea sateliților artificiali, prelucrarea datelor în calculatoare puternice şi folosirea metodelor matematice în meteorologie" (*Un secol de la înființarea Serviciului Meteorologic al României*, I.M.H., Bucureşti, 1984) şi recent programul CLIVAR, pentru variabilitate şi predictibilitate meteorologică şi climatică, în cadrul căruia sunt dezvoltate modele complexe de circulație generală atmosferă-ocean şi scenarii ale creşterii emisiilor de gaze cu efect de seră, responsabile de încălzirea globală şi de schimbările climatice globale.

1.4.2. ***Dezvoltarea Meteorologiei în România***

Primele informaţii, cu caracter general, asupra specificului vremii de pe teritoriul României aparţin poetului roman *Publius Ovidius Naso*, exilat la Tomis, pe litoralul Mării Negre, în anul 8 d.Hr., care, citat de B.P. Haşdeu, scria în lucrarea sa *Tristae* despre asprimea iernilor din Dobrogea. Din anul 1420, în *Cronicele Braşovului* se găsesc informaţii referitoare la fenomene meteorologice periculoase: geruri puternice, ninsori abundente, inundaţii, grindină, secete, cu efecte grave, în special asupra agriculturii. În *Letopiseţul Ţării Moldovei*, cronicarul *Grigore Ureche*, în anul 1585 descrie seceta puternică din acest an, în urma căreia au secat izvoarele şi bălţile. În anul 1716, *Dimitrie Cantemir* în lucrarea sa *Descriptio Moldaviae* face referiri la regimul climatic al Moldovei.

Primele măsurători instrumentale au aparţinut unor oameni de ştiinţă dornici să investigheze aspectul vremii în oraşele de domiciliu. Astfel, sunt observaţii termometrice la Iaşi efectuate de medicul militar rus *Lerche* între anii 1770-1774, iar la Bucureşti de către medicul *Caracaş* între anii 1773-1789. În perioada 1829-1831, *Gh Asachi* publică date meteorologice în ziarul *Albina Românească*. În anul 1836, prof. *Poenaru* efectuează observaţii meteorologice la Colegiul Sf. Sava din Bucureşti. Începând cu anul 1856 sunt organizate observaţii sistematice la Şcoala de Medicină de către prof. dr. *Carol Davila*.

Primele staţii meteorologice permanente au fost înfiinţate la *Sibiu* în anul 1851 şi la *Sulina* în anul 1859, în cadrul Comisiei Dunărene, care au funcţionat până în prezent, observaţiile fiind întrerupte numai în perioada celui de al doilea război mondial.

În anul 1873 are loc primul Congres Internaţional de Meteorologie de la Viena, după care se înfiinţează în ţara noastră o serie de staţii meteorologice, iar prima reţea naţională aparţine perioadei 1880-1884, înfiinţată de către *Petre Poni* şi *Ştefan Hepites*.

Meteorologia ca ştiinţă a început să se dezvolte după înfiinţarea *Institutului Meteorologic* la 30.07.1884, al cărui prim director a fost *Ştefan Hepites*, care a iniţiat şi primele observaţii fenologice pe întreaga ţară. În anul 1885 apare primul buletin meteorologic şi începe extinderea reţelei de staţii meteorologice.

În anul 1920, prin decretul lege nr. 3678, se hotărăşte separarea meteorologiei de Observatorul astronomic şi revenirea acesteia la Ministerul Agriculturii şi Domeniilor, unde s-a organizat Institutul

Meteorologic Central. În această nouă perioadă a meteorologiei româneşti un rol deosebit de important l-a avut prof. *Enric Otetelişanu*.

Este de menţionat faptul că, în această perioadă, Meteorologia a început să fie predată în învăţământul superior, la Facultatea de Ştiinţe din Bucureşti începând cu anul 1923 şi la Şcoala Superioară de Silvicultură, începând cu anul 1919, trecută apoi la Politehnica din Bucureşti. De asemenea, Noţiuni de Meteorologie se predau la şcolile superioare de agricultură din Bucureşti şi Cluj, începând cu anul 1921.

Reorganizarea reţelei de staţii meteorologice se face în anul 1926, după ce în timpul primului război mondial se distrusese în cea mai mare parte. O a doua reorganizare are loc după anul 1945. Din perioada interbelică trebuie amintit faptul că la 1.01.1930 se înfiinţează Observatorul Meteorologic Băneasa şi primele Centre Regionale de prevedere a vremii şi de protecţie a navigaţiei maritime la Constanţa în 1936, şi aeriene la Băneasa şi Cluj în 1938 şi la Iaşi în 1941. Tot în acest an se înfiinţează catedra de *Fizica Atmosferei* la Facultatea de fizică-chimie din Bucureşti.

În 1946, *Nicolae Topor* elaborează primele prognoze de lungă durată, iar în 1949 profesorul *Mircea Herovanu* înfiinţează Observatorul de Fizica Atmosferei de la Afumaţi.

În 1951 România participă la primul Congres al Organizaţiei Meteorologice Mondiale ca membru fondator, iar în anul 1955 la Institutul Meteorologic Central din Bucureşti se înfiinţează Secţia de Agrometeorologie sub conducerea lui *Virgil Jianu*.

Începând cu anii '60, Meteorologia se predă în toate Facultăţile de Geografie din ţară. În aceeaşi perioadă apar o serie de publicaţii de valoare, cum sunt: *Ani ploioşi* şi *secetoşi*, *Viscolele din R.P.R.*, *Regimul termic al solurilor din zonele agricole*, *Tipurile de circulaţie şi centri de acţiune atmosferică deasupra Europei*, articole de cercetare ştiinţifică în *Studii* şi *Cercetări* de *Meteorologie* şi în revista *Meteorologia, Hidrologia şi Gospodărirea Apelor* sub semnătura unor prestigioşi meteorologi: *N. Topor, O. I. Bălescu, C. Stoica, C. Şorodoc, N. Cristea, Florica Militaru, N. Beşleagă, I. Stăncescu, A. Doneaud, D. Bacinski, Elena Milea, Rodica Stoian*, *Lidia Rahău*, *Ecaterina Ion Bordei, N. Ion Bordei, I. Drăghici. I.V. Pescaru,* în majoritate meteorologi previzionişti de marcă. În acelaşi timp, activitatea de prognoză meteorologică pe 24, 36 şi 48 de ore este îmbunătăţită prin introducerea unor modele statistico-matematice şi dinamice. De asemenea, s-au dezvoltat o serie de metode şi modele matematice noi pentru elaborarea prognozelor de lungă durată.

În 1970 se constituie Institutul de Meteorologie şi Hidrologie şi se dă în funcţiune staţia de recepţie a imaginilor satelitare.

De-a lungul timpului, titulatura Institutului Meteorologic a fost de multe ori schimbată; în ultimii ani, activităţile de Meteorologie şi Hidrologie s-au separat, formându-se Administraţia Naţională de Meteorologie (A.N.M.) şi Institutul Naţional de Hidrologie (I.N.H.).

1.5. **Ramurile Meteorologiei**

Dezvoltarea meteorologiei de-a lungul timpului, necesitatea tot mai accentuată a folosirii datelor şi prognozelor meteorologice în diverse ramuri ale activităţii umane au dus la apariţia şi diversificarea ramurilor meteorologiei, îndeosebi a celor cu aplicativitate practică accentuată.

Ramurile meteorologiei se pot împărţi după mai multe criterii: obiectul de studiu, nivelul stratului de aer studiat şi domeniul practic vizat.

După obiectul de studiu, ramurile principale ale Meteorologiei sunt următoarele:

- *Actinometria* sau radiometria studiază componentele fluxului radiativ solar, radiaţia atmosferică şi terestră, dar şi probleme legate de bilanţul radiativ-caloric al sistemului Atmosferă-Pământ;
- *Meteorologia sinoptică* cercetează macroprocesele din troposferă (activitatea ciclonilor şi anticiclonilor, a maselor de aer şi a fronturilor atmosferice etc.) în scopul prevederii vremii. Pentru scopul propus sunt întocmite şi studiate hărţile sinoptice pe care sunt reprezentate cartografic elementele meteorologice principale ca: presiunea atmosferică, formele barice, temperatura, gradienţii termici şi barici orizontali, pentru depistarea direcţiei şi vitezei vântului. Această ramură poartă şi denumirea de „ştiinţa prevederii vremii”;
- *Meteorologia dinamică* studiază din punct de vedere teoretic mişcările aerului atmosferic şi transformarea energiei acestora prin metode de analiză fizico-matematică ale termo şi hidrodinamicii, pentru realizarea prognozelor meteorologice;
- *Aerologia* cercetează fenomenele şi procesele fizice din atmosfera liberă, până la înălţimea de 100 km;
- *Aeronomia* cercetează atmosfera superioară, procesele fizico-chimice generate de activitatea solară în ionosferă, exosferă şi magnetosferă. Foloseşte datele transmise de rachete şi sateliţi meteorologici.

În funcţie de înălţimea stratului de aer studiat, Meteorologia se poate împărţi în următoarele ramuri:

- *Micrometeorologia*, care studiază stratul de aer de lângă sol până la înălțimea de 2 m, aflat sub acțiunea puternică a suprafeței active subiacente;
- *Fizica stratului de aer de la limita planetei* sau *Fizica stratului limită*, care se ocupă cu cercetarea proceselor fizice din aerul situat la înălțimi cuprinse între 500 m şi 2 000-3 000 m;
- *Fizica atmosferei libere*, care cercetează procesele fizice din aerul situat la înălțimi foarte mari, de regulă peste 3-5 km, ce corespund domeniilor Aerologiei şi Aeronomiei.

În funcție de aplicabilitatea în practică a rezultatelor cercetării, Meteorologia se împarte în următoarele ramuri:

- *Agrometeorologia* sau *Meteorologia agricolă*, care se ocupă cu relația dintre vreme şi creşterea, dezvoltarea şi productivitatea plantelor şi animalelor de fermă;
- *Meteorologia silvică* sau *forestieră,* care studiază relațiile dintre componentele vremii şi dezvoltarea vegetației de pădure;
- *Meteorologia aeronautică* studiază procesele şi fenomenele atmosferice cu influență mare asupra navigației şi transporturilor aeriene, în scopul protejării acestora;
- *Meteorologia marină* care se ocupă cu studierea condițiilor meteorologice de pe întinderile marine şi oceanice ale planetei, în scopul protecției navigației şi transportului de mărfuri;
- *Meteorologia medicală* sau *Biometeorologia* (denumire improprie[7]);
- *Meteorologia urbanistică* studiază rolul fenomenelor meteorologice în amplasarea şi sistematizarea oraşelor;
- *Meteorologia balneo-climaterică* studiază calitatea şi influența factorilor meteorologici în cura balneo-climaterică;
- *Climatologia* ce studiază geneza climatelor, clasificarea, tipologia şi repartiția geografică a diferitelor tipuri de climat, pe baza sintetizării datelor meteorologice pe perioade lungi de timp[8].

1.6. **Relația Meteorologiei cu alte ştiințe**

Meteorologia este, în acelaşi timp, o ştiință veche, dar şi nouă şi modernă, care s-a adaptat permanent la cerințele tot mai sporite în concordanță cu evoluția societății omeneşti. Ca răspuns la aceste

[7] Vezi Rodica Povară (2001), *Biometeorologie şi Bioclimatologie*, Editions du Goéland, Bucureşti.

[8] Părerea noastră în această privință este expusă în *Climatologie generală*, Editura Fundației *România de Mâine*, Bucureşti, 2004.

exigențe, spectrul conexiunilor cu alte ştiințe devine tot mai larg, de la ştiințele exacte trecând prin cele fizico-geografice, geologice biologice, agronomice, medicale şi până la ştiințele moderne, cum sunt informatica, statistica matematică, cibernetica etc.

Meteorologia, al cărei obiect de studiu îl reprezintă procesele şi fenomenele fizice care se produc în cadrul atmosferei, un mediu gazos, legate de transformările de fază ale apei, de mişcările aerului ca urmare a diferențierilor în repartiția presiunii aerului, de prezența unor volume de aer încărcate cu electricitate, are legături strânse cu anumite capitole ale fizicii: termodinamica, mecanica fluidelor, electricitatea. optica etc. În acelaşi timp, studiind unul din subsistemele geosistemului, Meteorologia găseşte răspunsuri în explicarea cauzală a fenomenelor ce se petrec în mediul aerian în alte procese şi fenomene care aparțin domeniilor celorlalte subsisteme terestre şi în ştiințele respective: geologie, geomorfologie, hidrologie, pedologie, botanică, geobotanică, medicină etc.

Relația cu alte ştiințe se materializează şi prin adoptarea în cadrul cercetărilor şi prognozelor meteorologie a unor metode şi mijloace specifice altor ştiințe, cum sunt: statistica matematică, calculul diferențial şi integral, calculul probabilităților, informatica etc.

Realizările deosebite obținute în ultimii ani în domeniul ştiințelor tehnice (electronică, electrotehnică, astronomie, astrofizică, radiometrie) sunt folosite din plin în meteorologie şi au permis abordarea şi aprofundarea unor studii referitoare la procesele macro atmosferice, cum sunt: poziția şi direcția de deplasare a maselor de aer şi a fronturilor atmosferice acompaniatoare, formarea şi deplasarea sistemelor barice, a ciclonilor tropicali etc.

Folosirea sateliților meteorologici şi a navetelor spațiale au facilitat o cunoaştere aprofundată a studierii la nivel global a oceanului aerian şi, implicit, apariția şi dezvoltarea unei ramuri noi în meteorologie, *meteorologia spațială*.

Necesitatea tot mai mare a folosirii cunoştințelor din domeniul meteorologiei în diverse activități umane demonstrează gradul ridicat de aplicativitate practică şi modernitatea acestei ştiințe, prin apariția unor ramuri noi ce se dezvoltă neîncetat, cum sunt: meteorologia medicală, meteorologia estetică, meteorologia habitatelor etc.

2. **ATMOSFERA TERESTRĂ**

Atmosfera este învelişul gazos al Terrei, considerat un imens ocean aerian pe fundul căruia îşi desfăşoară activitatea societatea umană (Măhăra, 2001). Atmosfera este considerată interfaţa dintre corpul planetar şi spaţiul interplanetar (Ecaterina Ion Bordei şi Simona Căpşună, 2000). Este constituită dintr-un amestec de gaze în care se află în suspensie particule lichide solide sau gazoase de origine terestră şi cosmică, naturală sau antropică.

Din punct de vedere teoretic, aerul atmosferic este considerat un gaz ideal, un fluid, care se supune legilor fizicii, în general, şi ale mecanicii fluidelor, în particular.

Aerul atmosferic este indispensabil vieţii prin conţinutul de oxigen necesar respiraţiei şi oferă protecţie împotriva radiaţiilor solare ultraviolete care distrug viaţa prin intermediul stratului de ozon. În acelaşi timp, el asigură o temperatură constantă planetei Terra prin existenţa gazelor cu lungimi de undă din domeniul infraroşu, care funcţionează ca un ecran protector împotriva pierderii căldurii noaptea şi încălzirii excesive ziua.

2.1. **Origine. Formă. Limite**

2.1.1. ***Originea atmosferei***

În legătură cu **originea atmosferei**, s-au dezvoltat mai multe ipoteze. Prima consideră că atmosfera s-ar fi format o dată cu Sistemul Solar, în urmă cu aproximativ 4,6 miliarde de ani şi ar trebui să conţină aceleaşi gaze din care s-a format şi planeta Pământ: hidrogen, heliu, carbon şi compuşii lor: metan (CH_4) şi amoniac (NH_3). Se ştie, în prezent, din cercetarea spaţiul interplanetar că hidrogenul şi heliul se află numai la limita superioară a atmosferei. Aceasta este considerată o situaţie similară cu cea a Lunii, care datorită forţei gravitaţionale reduse, ca urmare a rotaţiei în jurul axei sale a contribuit la pierderea în cosmos a apei şi aerului (Ielenicz, 2000).

O altă ipoteză presupune că atmosfera terestră ar fi apărut în

urma răcirii treptate a Pământului, având ca rezultat: 85% vapori de apă, 10% dioxid de carbon şi azot. Prin scăderea temperaturii s-a produs condensarea vaporilor de apă, au apărut norii şi precipitaţiile, formându-se astfel subsistemul hidrosferă. O parte din dioxidul de carbon s-a dizolvat în apa oceanelor, iar alta s-a acumulat în rocile calcaroase. În urma acestor procese atmosfera se îmbogăţeşte treptat în azot, care îi conferă claritate şi luminozitate. Datorită disocierii moleculelor de apă prin fluxul radiativ solar s-au format hidrogenul şi oxigenul, ultimul fiind mai greu s-a acumulat, apariţia lui generând apariţia primelor forme de viaţă în apă, ferite de acţiunea nocivă a razelor ultraviolete, cum ar fi Euglena viridis, care îşi sintetizează energia prin fotosinteză. O dată cu creşterea concentraţiei de oxigen din aer creşte şi proporţia ozonului (O_3) prin procesul de fotoionizare, care contribuie la dezvoltarea vieţii şi pe uscat. Intensificarea proceselor de fotosinteză, respiraţie şi descompunere chimică începând cu perioada cambriană (580 mil. ani în urmă) a determinat apariţia unei atmosferei secundare, care, în timp, a evoluat către cea prezentă.

O altă ipoteză este de origine divină, creaţionistă, care consideră vârsta atmosferei între 10 000 de ani şi 30 000 de ani, care ar fi apărut o dată cu omul.

Trebuie să considerăm că formarea şi evoluţia atmosferei a fost îndelungată, fiind asociată cu cea a planetei însăşi, ea modificându-şi compoziţia în urma transformărilor de la suprafaţa terestră, în funcţie de evoluţia societăţii omeneşti.

2.1.2. ***Forma atmosferei***

Atmosfera efectuează împreună cu Pământul mişcarea de rotaţie în jurul axei polilor, deci ea împrumută forma acestuia de elipsoid de rotaţie, adică mai turtită la poli şi mai bombată la Ecuator. Astfel, la poli grosimea troposferei, primul strat al atmosferei, este de 7-9 km, iar la ecuator poate să atingă 16-18 km. La nivelul paralelei de 45º, în zonele temperate, grosimea acesteia este de 11-12 km.

Soarele şi Luna, prin atracţia exercitată, determină în masa atmosferei mişcări asemănătoare apei oceanelor şi mărilor, de flux şi reflux, cunoscute sub denumirea de *maree atmosferică*.

Dimensiunile şi forma atmosferei suferă modificări diurne şi sezoniere în funcţie de încălzirea şi răcirea diferenţiată a acesteia şi datorită presiunii exercitate de vântul solar. Ca urmare a acestor factori, atmosfera ar avea forma unui ovoid. O altă părere despre acest

subiect a fost expusă de V. G. Fesenkov, în anul 1960, acesta afirmând că forma atmosferei ar fi de *pară,* nu elipsoidală. Această concepție a fost confirmată ulterior de investigațiile prin intermediul sateliților meteorologici, în urma cărora s-a observat o turtire a atmosferei către Soare generată de vântul solar, un flux de protoni şi electroni emişi permanent de acesta şi o prelungire în partea opusă (fig. 2 a, b).

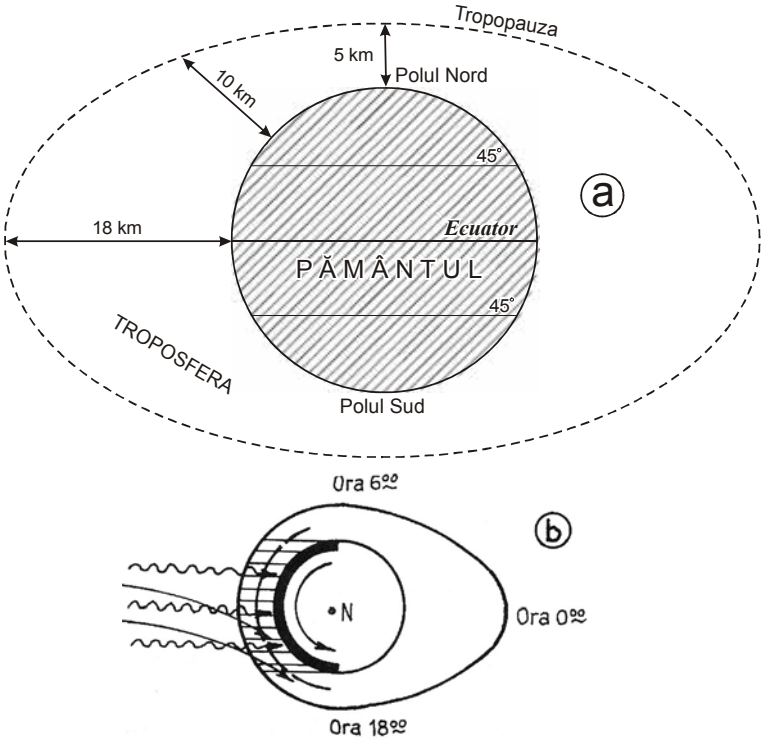


Fig. 2. Forma teoretică a atmosferei inferioare (a); schema în plan orizontal, turtită în partea orientată spre Soare (b) Sursa: Măhăra, 2001

2.1.3. ***Limitele atmosferei***

Limita inferioară a atmosferei este uşor de delimitat deoarece aceasta se întrepătrunde cu celelalte subsisteme ale geosistemului: litosfera, hidrosfera, biosfera, pedosfera, reliefosfera, criosfera.

Limita superioară este mai dificil de delimitat, deoarece, între atmosferă şi spațiul cosmic, nu există o limită clară, trecerea fiind treptată în urma rarefierii aerului. Este considerată totuşi ca limită superioară, spațiul

până la care se manifestă procesele şi fenomenele fizice caracteristice unui amestec gazos, adică aproximativ 1200-1800 km, unde se formează aurorele boreale, ca urmare a ionizării aerului rarefiat.

Teoretic, limita superioară a atmosferei s-ar afla în zona în care forţele de gravitaţie şi centrifugă ale Pământului se echilibrează, adică la înălţimile de 28 000 km deasupra polilor şi de 42 000 km deasupra ecuatorului. În realitate, la aceste înălţimi aerul este foarte rarefiat, atomii gazelor scapă de sub atracţia gravitaţională şi pătrund în spaţiul interplanetar.

2.2. **Masa şi densitatea atmosferei**

Masa reală a atmosferei terestre este de $5{,}147 \cdot 10^{15}$ tone, reprezentând o milionime din masa Pământului, $5{,}98 \cdot 10^{27}$ tone. Altitudinal, masa atmosferei scade datorită scăderii presiunii şi densităţii aerului, astfel că, la nivelul mării masa unui metru cub de aer are o valoare de 1,293 kg, la 12 km înălţime este de 319 g, la 25 km de 43 g, iar la 40 km de 4 g. Jumătate din masa atmosferei este concentrată până la înălţimea de 5 km, iar aproape întreaga cantitate până la limita superioară a stratosferei.

Densitatea este unul din parametrii principali ai atmosferei alături de presiune, temperatură, masă şi volum şi reprezintă raportul dintre masă şi volum, exprimat în grame/cm^3 sau kilograme/ m^3.

Densitatea aerului depinde de următorii parametri: altitudine, presiune, temperatură, umiditate. O dată cu creşterea altitudinii, scade densitatea aerului şi deci şi presiunea şi temperatura lui.

În funcţie de gradul de umezeală, s-a constatat că aerul uscat are o densitate mai mare decât aerul umed. Aerul uscat are, astfel, la nivelul mării, o densitate de 0,001293 g/cm^3 sau 1,293 kg/ m^3, la o presiunea medie de 1013,25 mb şi o temperatură de 0ºC.

Tabelul 1. *Relaţia densităţii aerului cu temperatura(℃) şi presiunea atmosferică (mb)*

Umezeala	**Aer uscat**			**Aer umed**		
Temperatura	-20	0	20	-20	0	20
1000 mb	1,376	1,276	1,190	1,375	1,273	1,180
900 mb	1,239	1,148	1,070	1,239	1,145	1,061

Sursa: Ciulache, 2002

De raportul dintre densitatea aerului şi ceilalţi parametri

meteorologici depind procesele termodinamice din aer, care determină stabilitatea sau instabilitatea vremii (tab.1).

2.3. **Compoziţia aerului atmosferic**

Atmosfera reprezintă un amestec de gaze, în principal azot şi oxigen (fapt demonstrat prima dată de către Lavoisier) în care se află în suspensie diferite particule solide şi lichide de origini diferite, denumite *aerosoli*. Gazele care formează aerul atmosferic sunt: *azotul* în proporţie de 79,2%, *oxigenul* cu 20,8%, cantităţi mici de *bioxid de carbon, amoniac* şi *vapori de apă*.

Azotul şi oxigenul reprezintă peste 99%, restul de 1%, celelalte gaze. După O.M.M., în aerul uscat până la înălţimea de 25 km se află următoarele elemente: argon, bioxid de carbon, neon, heliu, kripton, hidrogen, xenon, ozon, radon, iod, metan, oxid de azot, apă oxigenată, bioxid de sulf, bioxid de azot, oxid de carbon, clorură de sodiu, amoniac.

La suprafaţa terestră, unele gaze sunt variabile, în special dioxidul de carbon, vaporii de apă, radonul şi ozonul, iar oxigenul şi hidrogenul sunt constante. O altă componentă a aerului atmosferic este reprezentată de suspensiile lichide şi solide, numite *aerosoli.*

În concluzie, atmosfera este alcătuită din trei categorii principale de componente sau elemente:

- **constante;**
- **variabile**;
- **aerosoli**.

2.3.1. ***Elementele constante***

Sunt acelea care nu îşi schimbă concentraţia. Principale sunt: *azotul* (78%), şi *oxigenul* (21%).

Azotul este un element care nu întreţine viaţa, dar în amestec cu oxigenul reduce forţa oxidantă a acestuia, făcând posibilă viaţa pe Terra. Are un rol important în nutriţia plantelor şi este folosit pe scară largă în industriile chimică şi farmaceutică la fabricarea îngrăşămintelor azotoase, a coloranţilor şi medicamentelor.

Oxigenul este cel mai important gaz deoarece întreține viața și are proprietatea de a absorbi radiațiile ultraviolete nocive (fig.3). Cantitatea de oxigen se păstrează în limite constante deoarece pierderile prin respirație și reacțiile cu alte elemente sunt compensate prin aportul din procesul de fotosinteză clorofiliană a plantelor.

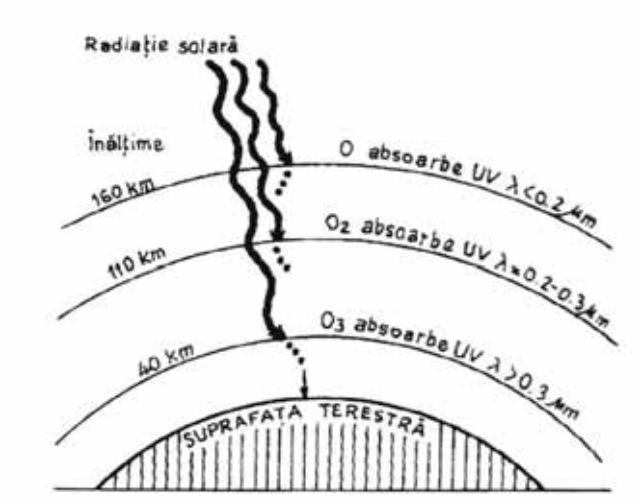


Fig. 3. Rolul protector al ozonului împotriva radiațiilor ultraviolete

2.3.2. ***Elemente variabile***

Prezintă variații cantitative temporale și spațiale din cauze naturale sau antropice. Cele mai importante sunt: *bioxidul* (dioxidul) *de carbon* (0,02-0,03%), *ozonul, vaporii de apă*.

2.3.2.1. Bioxidul de carbon

Este un produs de ardere, dar rezultă și din procesele biochimice (respirație, descompuneri organice și erupții vulcanice). Cele mai mari concentrații se găsesc deasupra marilor centre populate și industriale sau în regiunile cu intensă activitate vulcanică. Este considerat principalul gaz cu efect de seră antropic, o dublare a concentrației sale ar determina o încălzire a planetei cu 2-4°C. De variațiile cantității de bioxid de carbon sunt legate oscilațiile și schimbările climatice. Ca urmare a impactului puternic antropic se estimează că în viitorii 100

de ani cantitatea de bioxid de carbon va putea atinge 600 ppm[9] Concentrația bioxidului de carbon scade proporțional cu înălțimea coloanei de aer, astfel că la 20-30 km cantitatea devine neglijabilă.

Este un gaz foarte important în fotosinteza plantelor, iar dizolvat în apă asigură nutriția acestora. În acelaşi timp absoarbe o parte din căldura formată la suprafața terestră prin convertirea energiei radiante şi încălzeşte aerul troposferic, având astfel, un efect de seră natural împreună cu vaporii de apă.

2.3.2.2.Ozonul

Este un oxidant puternic foarte toxic, care se formează în atmosferă la înălțimi de 10-60 km sub acțiunea razelor ultraviolete şi a particulelor electrizate emise de către Soare. Pe verticală, maximum de concentrare se află între 25-30 km în stratosferă şi între 40-50 km în mezosferă, zone care se numesc *ozonosfere*. În atmosferă au loc atât procese de formare a ozonului, cât şi procese de dezagregare cu degajare mare de căldură (câteva zeci de grade).

Distrugerea ozonului se produce pe cale naturală şi antropică (cea mai periculoasă): prin zborul avioanelor supersonice, a rachetelor, sateliților, difuzarea în atmosferă a unor compuşi ai azotului din îngrăşămintele minerale azotoase şi din emisii de clor. Pe cale naturală, distrugerea ozonului este cauzată de absorbția radiațiilor ultraviolete: O_3 + ultraviolete = O_2 + O, prin ciocnirea atomilor de ozon cu atomii clorofluorocarburilor şi a oxidului nitric:

$$NO + O_3 = NO_2 + O_2$$

Ozonul are un rol protector deosebit de important asupra vieții de pe Pământ, deoarece absoarbe radiațiile ultraviolete cu lungime de undă scurtă (0,22-0,29 μ) nocive. Începând cu anul 1970 s-a descoperit deasupra Antarcticii diminuarea concentrației şi a stratului de ozon şi apariția găurilor negre, fapt confirmat în 1980 de observațiile efectuate cu sateliții meteorologici. Diminuarea stratului de ozon şi apariția găurilor negre şi în alte zone de pe glob pun în pericol viața, din acest motiv s-a elaborat la nivel mondial o strategie economică şi politică de eliminare a efectelor activității antropice asupra stratului de ozon, materializată prin acorduri, convenții internaționale, la care participă şi România.

[9] Părți pe milion pe volum de aer.

2.3.2.3.Vaporii de apă

Ajung în aerul atmosferic în urma proceselor de evaporare de la suprafaţa terestră, a proceselor fiziologice (respiraţie şi transpiraţie a organismelor vii) şi ca urmare a erupţiilor vulcanice.

Distribuţia vaporilor de apă depinde de: *temperatura aerului, prezenţa surselor de evaporare, dinamica curenţilor de aer.*

Întotdeauna aerul cald este mai bogat în vapori de apă decât aerul rece. În sens vertical, concentraţia lor scade cu altitudinea datorită condensării şi sublimării, la 10 km înălţime apar accidental, cea mai mare concentrare este până la 5 km. Cea mai mare cantitate de vapori de apă (4%) se află în zona ecuatorială şi cea mai mică (0,1%) în zonele reci continentale. În cele temperate, procentul lor este diferit de la vară (1,3%) la iarnă (0,4%).

Vaporii de apă au un rol deosebit de important, nu numai prin formarea precipitaţiilor în urma proceselor de condensare şi sublimare, dar şi pentru faptul că ei absorb o parte din radiaţiile infraroşii emise de suprafaţa terestră şi le returnează, amplificând împreună cu bioxidul de carbon efectul de seră natural. Fără existenţa vaporilor de apă în atmosferă, temperatura aerului ar fi cu mult mai scăzută, comparativ ce cea actuală, deci influenţează şi bilanţul caloric al sistemului Atmosferă-Pământ.

2.3.3. ***Aerosolii***

Sunt suspensii solide, lichide sau gazoase naturale sau de origine antropică, de natură minerală (cenuşă, fum, praf, sare marină) şi organice (microorganisme). Suspensiile solide se mai numesc şi pulberi şi sunt particule cu diametre diferite, care plutesc sau cad pe suprafaţa terestră. Originea lor poate fi naturală sau antropică, cele naturale sunt minerale sau organice.

Suspensiile naturale de origine minerală sunt: praful cosmic, praful terestru provenit din degradarea rocilor şi uscarea solului, fumul şi cenuşa vulcanică, fumul provenit în urma incendiilor, particule de sare marină etc. Praful terestru este purtat de curenţii convectivi ascendenţi în straturile înalte ale troposferei şi prin intermediul vânturilor la mari distanţe faţă de zonele de origine. Astfel, vântul cald care bate peste Deşertul Sahara – sirocco – poate transporta până în Europa particule ce conţin oxizi de fier de culoare roşie, pe care condensează vaporii de apă formând aşa numitele „ploi de sânge". În

urma erupției vulcanului Krakatoa din Indonezia, în anul 1883, cenușa vulcanică a fost ridicată la peste 80 de kilometri și purtată de vânturi în jurul globului mult timp. Un alt exemplu îl reprezintă erupția vulcanului El Chichon din Mexic, în anul 1982, când cenușa vulcanică în asociere cu unele gaze sulfuroase au fost purtate prin atmosferă până deasupra statului american Wyoming, barând pătrunderea radiației solare, ceea ce a determinat scăderea temperaturii medii a aerului în anul 1984 cu 0,3ºC.

Suspensiile minerale de origine antropică sunt rezultate în urma activităților industriale și casnice: arderea combustibililor, industria cimentului, chimică, transporturi, agricultură. Cea mai mare cantitate este formată din cenușă, funingine, praf industrial, particule fine de ciment, oxizi etc. Ele reprezintă importante nuclee de condensare și sublimare a vaporilor de apă, dar au și un rol negativ prin reducerea transparenței aerului și diminuarea radiației solare.

Suspensiile organice sunt microorganisme: viruși, bacterii, fermenți, fixate pe pulberi de origine minerală sau organică (polen, mucegaiuri, semințe și spori de plante, fragmente fine vegetale sau animale. Cantitatea de microorganisme variază în funcție de anotimp și de locul de origine. Deasupra marilor aglomerări urbane densitatea lor este mult mai mare decât deasupra marilor suprafețe de apă.

Suspensiile lichide și gazoase sunt de origine terestră și apar în urma manifestărilor vulcanice și postvulcanice (mofete și sulfatări), emanații din izvoarele minerale și termale, din câmpurile gazifere și petrolifere etc. Majoritatea acestora intră în combinație cu apa din atmosferă și formează substanțe nocive cum sunt acizii sulfuric și clorhidric.

2.4. **Structura atmosferei**

2.4.1. ***Structura verticală***

Atmosfera nu este omogenă, ea este alcătuită din straturi concentrice, cu proprietăți fizice și chimice diferite. Principalele straturi adoptate în anul 1951 de către organizația Meteorologică Mondială sunt: *troposfera, stratosfera, mezosfera, termosfera* și *exosfera* (fig. 4).

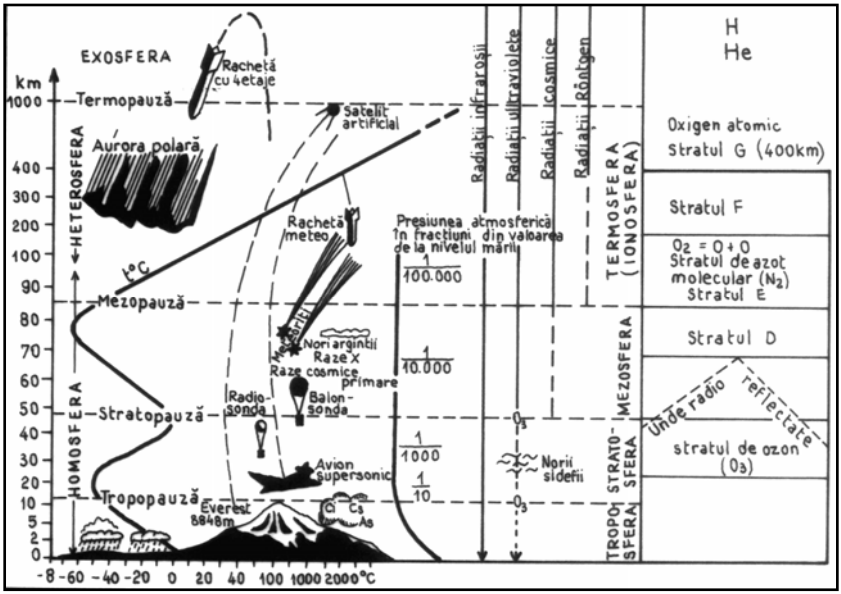


Fig. 4. Structura verticală a atmosferei
Sursa: Măhăra, 2001

Troposfera este stratul inferior al atmosferei situată între 0 m şi înălțimea la care temperatura nu mai scade cu altitudinea. Aici este concentrată aproximativ 80% din masa atmosferei şi aproape întreaga cantitate de vapori de apă şi se produc cele mai importante procese şi fenomene fizice studiate în cadrul meteorologiei. Grosimea troposferei este variabilă în funcție de marile zone climatice ale globului. Astfel, în zonele polare se situează până la înălțimi de 6-8 km, în zonele temperate înălțimea ei ajunge la 10-12 km, iar în zona caldă este cea mai mare, 16-18 km. În timpul anului, grosimea troposferei suferă variații datorită modului diferit de încălzire a aerului, iarna fiind mai mică cu aproximativ 2 km.

În troposferă se produc mişcările convective ale aerului, ascendente şi descendente, care contribuie la distribuirea temperaturii şi umezelii aerului. Temperatura scade altitudinal conform gradientului termic vertical care are o valoare de circa 0,6ºC/100 m. Tot aici se produc mişcările orizontale ale aerului sub forma vânturilor, conform gradientului baric orizontal, de asemenea, se

produc procese şi fenomene importante legate de sistemul de faze al apei: evaporare, condensare, sublimare, nori şi precipitaţii.

Troposfera se împarte în: *inferioară, mijlocie* şi *superioară.*

Troposfera inferioară se află între suprafaţa terestră şi aproximativ înălţimea de 2 km. Acest substrat de aer este cel mai mult influenţat de suprafaţa terestră, în mod deosebit stratul microclimatic, de până la 2 m. Conţine cea mai mare cantitate de vapori de apă şi nuclee de condensare a vaporilor, dar şi cel mai înalt grad de poluare. Aici se formează norii inferiori şi cei cu mare dezvoltare verticală care dau cele mai mari cantităţi de precipitaţii atmosferice. Este o zonă importantă de turbulenţă a aerului, datorită frecării de rugozităţile suprafeţei terestre.

Troposfera mijlocie se situează între 2 km şi 6-7 km, influenţa suprafeţei terestre fiind foarte scăzută. Se produc mişcări convective şi advective ale aerului şi se formează norii mijlocii.

Troposfera superioară se află la peste 7 km până la tropopauză, iar influenţa suprafeţei terestre este neglijabilă, la fel şi dinamica aerului. Temperatura aerului scade vertiginos ajungând până la -60ºC în zonele polare şi până la -80ºC în zona ecuatorială. În acest substrat al troposferei se formează norii superiori alcătuiţi din cristale de gheaţă, genul Cirrus, din care nu cad precipitaţii.

Zona de trecere dintre troposferă şi stratosferă, al doilea strat al atmosferei se realizează prin *tropopauză*, care are o grosime variabilă de la câteva sute de metri până la 1-2 km (în zona ecuatorială). Temperatura nu mai scade cu altitudinea (izotermie) şi este sediul curenţilor jet cu viteze foarte mari, 200-500 km/oră.

Stratosfera se întinde de la tropopauză până la 35 km şi chiar 50 km, după unii autori. Temperatura creşte spre partea ei superioară până la 0ºC la înălţimea de 50 km. Umezeala aerului este foarte redusă deoarece nu se produc curenţi de aer verticali, care să transporte vaporii de apă. La aproximativ 25 km se află o zonă în care există o concentraţie mare a ozonului, numită ozonosferă.

Mezosfera este situată între stratopauză şi înălţimea de 80 km. Aerul este foarte rarefiat. Densitatea aerului este redusă, dar permite aprinderea meteoriţilor. La 50-55 km se află a doua concentraţie masivă de ozon care formează ozonosfera în urma fotodisocierii moleculelor de oxigen. Temperatura este ridicată datorită procesului de absorbţie a radiaţiilor ultraviolete de către ozon.

Termosfera este segmentul situat între 80 km şi 1000-1200 km, unde gazele sunt puternic ionizate de către radiaţiile gama, X şi

ultraviolete cu lungime de undă sub 0,2 μ. Porțiunea din termosferă situată între 60 km şi 700 km este cunoscută sub numele de *ionosferă*, foarte importantă pentru comunicare prin undele radio. După gradul de ionizare şi înălțimea la care se reflectă undele radio, ea este alcătuită din mai multe straturi. La limita superioară temperatura aerului poate să atingă valori deosebit de mari, 2000-3000ºC, datorită absorbției radiațiilor ultraviolete de către moleculele de oxigen care se disociază cu degajare de căldură.

Exosfera este situată între 1000-1200 km şi limita superioară a atmosferei. Este alcătuită din gaze foarte rarefiate.

Troposfera şi stratosfera formează atmosfera inferioară, iar mezosfera, termosfera şi exosfera formează atmosfera superioară.

După ultimele cercetări efectuate cu ajutorul rachetelor şi sateliților meteorologici şi în urma zborurilor extraterestre s-au stabilit următoarele diviziuni ale atmosferei:

-*homosfera* (de la suprafața Pământului până la înălțimea de 90-100 km, cu prezența stratului de ozon între 20-35 km şi 50 km;

-*heterosfera* de la limita homosferei până la peste 10 000 km şi este alcătuită din patru straturi gazoase: stratul de azot molecular, stratul de oxigen atomic, stratul de heliu, stratul de hidrogen atomic.

Tot în urma cercetărilor recente s-a dovedit că Pământul este înconjurat de un vast câmp electromagnetic, care se întinde în afara atmosferei la distanțe cuprinse între 65 000km şi 130 000 km, înveliş numit *magnetosferă*, urmată de magnetopauza în care influența câmpului magnetic încetează. În acest spațiu există trei centuri de radiație numite *centurile lui Van Allen*, după numele celui care le-a descoperit, formate din protoni, electroni şi neutroni de mare energie captați din radiația corpusculară cosmică.

2.4.2. ***Structura orizontală***

Se caracterizează prin neuniformitate, troposfera fiind alcătuită din volume mari de aer cu proprietăți fizice relativ constante, denumite *mase de aer*. Ele se întind pe mii de kilometri orizontal, iar vertical pot ajunge până la limita superioară a troposferei şi se formează prin cantonarea şi stagnarea lor deasupra unor regiuni geografice cu condiții termice şi hidrice constante. Masele de aer se deplasează de la o regiune geografică la alta, zona de contact dintre ele fiind *frontul atmosferic*. Masele de aer şi fronturile atmosferice sunt elementele de bază care determină aspectul şi evoluția vremii şi sunt studiate în cadrul Meteorologiei sinoptice sau prevederea timpului.

2.5. **Poluarea aerului**

Prin poluare se înţelege procesul de acumulare în aer a unor substanţe aflate în diferite stări (gazoasă, solidă şi lichidă) care sunt sau pot deveni periculoase vieţii şi activităţii omeneşti atunci când concentraţiile lor depăşesc normele maxime admise.

Poluarea atmosferei reprezintă o problemă gravă pentru omenire, ce stă în permanenţă în atenţia Organizaţiei Meteorologice Mondiale şi este datorată în principal industrializării şi urbanizării accentuate. Efectele poluării se traduc prin modificări ale tuturor elementelor meteorologice principale, reducerea radiaţiei solare, creşterea temperaturii şi a impurificării aerului datorită gazelor nocive acumulate în straturile inferioare ale troposferei, cu consecinţe grave asupra sănătăţii oamenilor şi asupra întregii vieţi pe Pământ.

Sursele de poluare pot fi *majore* şi *minore*. Dintre cele *majore*, care participă cu peste 50%, trebuie amintite:

- *autovehiculele* (generează oxid de carbon, hidrocarburi, oxizi de azot şi sulf);
- *activităţile industriale* (elimină oxizi de sulf, carbon şi azot, hidrocarburi, particule solide aflate în suspensie sau sedimentabile);
- *marile complexe energetice* (produc oxizi de sulf şi azot, pulberi în suspensie şi sedimentabile);
- *încălzirea locuinţelor* (elimină noxe din categoria oxizilor de sulf şi carbon);
- *arderea deşeurilor* (emană oxizi de carbon, azot şi sulf, hidrocarburi, particule solide în suspensie şi sedimentabile).

Sursele minore le includ pe cele generatoare de:

- *praf* (circulaţia rutieră, demolările, activităţile gospodăreşti);
- *fum* (incendiile, ţigările);
- *aerosoli* (spray-uri);
- *germeni microbieni* (oameni, animale).

În afară de aceste surse permanente, poluarea atmosferei mai este cauzată şi de manifestări accidentale, cum ar fi: acţiuni militare (explozii atomice, chimice, bacteriologice), accidente la centrale nucleare (Cernobâl, 1986), acţiuni teroriste (World Trade Center 2001, explozii ale aeronavelor, maşinilor capcană etc.), explozii ale uzinelor chimice, ale navelor marine şi oceanice etc.

Principalii poluanţi cu efect negativ asupra atmosferei şi implicit asupra climei şi sănătăţii organismelor vii sunt:

- *compuşii sulfului*: dioxid (bioxid) de sulf (SO_2), hidrogen sulfurat (H_2S), acid sulfuros (H_2SO_3), acid sulfuric ((H_2SO_4), diferite săruri (sulfiți, sulfați);
- *compuşii carbonului*: oxizi de carbon (CO, CO_2), hidrocarburi (HC), aldehide;
- *compuşii azotului*: oxizii de azot (NO_x), amoniacul (NH_3), diverşi nitrați (componenți ai „smogului" fotochimic);
- *ozonul* (O_3);
- *substanțe radioactive*;
- *suspensii solide*: cenuşă, funingine, gudroane.

Toate aceste categorii de poluanți prezintă o variație a concentrației lor în timp şi spațiu, fiind mai frecvente în aerul de deasupra marilor aglomerații urbane şi industriale, cu diferențe mari între centrul oraşelor şi periferii (Constanța Trufaş, 2003)

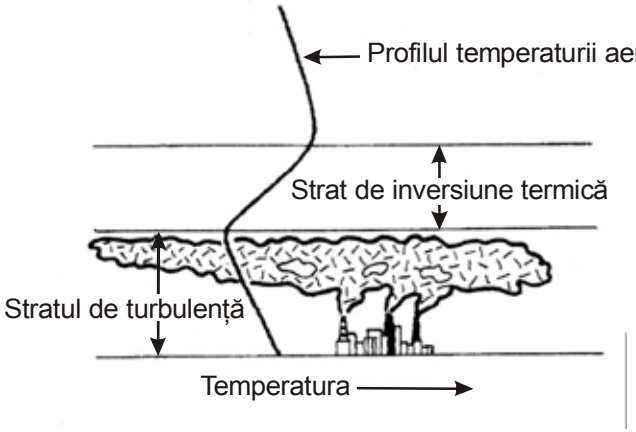


Fig. 5. Rolul inversiunilor termice în concentrarea poluanților

Consecințele meteorologice şi climatice ale prezenței surselor de poluare sunt:

−reducerea intensității radiației solare;

−creşterea opacității atmosferei;

−intensificarea efectului de seră datorită absorbției radiațiilor infraroşii;

−creşterea temperaturii aerului, îndeosebi în marile centre urbane;

−creşterea nebulozității;

–creşterea umezelii relative a aerului;
–amplificarea fenomenului de ceaţă;
–creşterea cantităţilor de precipitaţii datorită nucleelor de condensare sporite.

Un rol important în creşterea gradului de poluare revine tipului de stratificaţie termică a aerului, de vânt şi precipitaţii. În acest sens, inversiunile de temperatură şi calmul atmosferic măresc concentraţia poluanţilor (fig. 5), în timp ce turbulenţa aerului dispersează poluanţii. Precipitaţiile atmosferice filtrează aerul prin antrenarea în cădere a impurităţilor, de aceea după ploaie atmosfera este mai curată.

2.5.1. ***Gazele cu efect de seră***

La suprafaţa Terrei şi în primii 5 km ai troposferei apare un fenomen natural numit „efect de seră". Acesta poate fi definit ca un rezultat al mecanismului prin care stratul de aer înconjurător acţionează ca un ecran protector atât pentru radiaţia solară incidentă, cât şi pentru contraradiaţia atmosferică. Prin absorbţia energiei contraradiată de suprafaţa terestră, din spectrul infraroşu, sistemul Pământ-Atmosferă (în troposfera joasă până la 5000 m altitudine) primeşte un surplus termic de +33ºC. În acest proces, factorul esenţial este reprezentat de vaporii de apă, care contribuie cu 62,5%, diferenţa de 37,5% fiind adusă de alte gaze cu efect de seră, printre care: bioxidul de carbon, metanul, bioxidul de azot, ozonul, clorofluorocarburile şi aerosolii. În ultimele decenii de industrializare puternică, echilibrul gazelor care asigură efectul de seră natural a fost puternic perturbat datorită creşterii concentraţiei de gaze reziduale şi de particule diferite de cele care se găsesc în mod natural în troposferă. În acest fel, efectul de seră natural a fost amplificat prin aportul efectului de seră antropic, mecanism în care, creşterea concentraţiei de bioxid de carbon, deţine rolul principal. În opinia multor cercetători, acesta ar reprezenta una din cauzele majore ale schimbărilor climatice actuale, observate tot mai intens la nivel global, prin efectele lor negative asupra populaţiei şi mediului natural.

Gazele cu efect de seră antropic sunt acele combinaţii de elemente chimice care prezintă o capacitate mare de absorbţie a radiaţiilor din domeniul infraroşu al spectrului radiativ solar, considerate răspunzătoare de tendinţa de încălzire a climei terestre.

Creşterea emisiilor de *gaze cu efect de seră* se datorează activităţilor umane sporite în domeniile industriei, transporturilor, agriculturii etc.

Creşterea acestor activităţi depinde, la rândul ei, de: dezvoltarea economică, nivelul tehnologiei, rezervele energetice, demografie.

Principalele gaze cu efect de seră sunt: bioxidul de carbon, bioxidul de azot, metanul, clorofluorocarbonaţii (C.F.C.) sau freonii, ozonul, aerosolii. Concentraţiile actuale ale acestor gaze în atmosferă sunt mult peste valorile normale. În această situaţie ele au un rol în încălzirea sau răcirea climei (părerile sunt controversate, ca şi faptul că variaţiile pe care le produc asupra elementelor climatice sunt incluse în fenomenul de variabilitate climatică firească sau aparţin schimbărilor climatice). Gazele cu efect de seră determină încălzirea atmosferei joase şi a suprafeţei terestre şi o răcire, prin compensaţie, a atmosferei înalte.

Bioxidul de carbon acumulat în atmosferă de la începutul secolului al XIX-lea (pus în evidenţă prin analiza bulelor de aer din masa gheţarilor) a determinat încălzirea suprafeţei terestre cu 1,3 W/m², iar împreună cu alte gaze 2,2W/m² (conform calculelor). O dublare a acestei concentraţii de bioxid de carbon de la 300 ppmv[10] la 600 ppmv ar determina o creştere a căldurii de 4W/m² şi o ridicare a temperaturii globale în următorii 20-30 ani cu până la 4-5ºC. Creşterea aceasta a concentraţiei bioxidului de carbon din atmosferă este considerată de mulţi climatologi cauza principală a schimbării climei globale în următorii 100 de ani (o problemă destul de controversată, acceptată de unii şi, în acelaşi timp, respinsă de alţii), cu implicaţii majore asupra vieţii de pe planetă.

Observaţii şi măsurători exacte asupra concentraţiei de CO_2 din atmosferă au început în anul 1958 la staţiile Mauna Loa (Arhipelagul Hawai) şi Polul Sud. Investigarea gheţarilor din Antarctida a pus în evidenţă o creştere treptată a concentraţiei de bioxid de carbon în perioada postindustrială (după 1740) şi foarte rapidă în ultimele trei decenii ale secolului al XX-lea (fig. 6). Această creştere rapidă, de la aproximativ 280 ppmv în 1750 la 370 ppmv la sfârşitul anului 2001[11]se datorează, în principal, activităţii umane şi arderii combustibililor fosili. Chiar în situaţia sistării emisiilor antropice de bioxid de carbon, concentraţia lui mare din mediul aerian şi cel oceanic nu ar reveni la nivelul preindustrial nici pe parcursul a câtorva secole, deci mult timp, de aici încolo, el va continua să influenţeze clima globului.

[10] Părţi de milion pe volum

[11] În mesajul Secretarului General al O.M.M., O.P.Obasi, la Ziua Mondială a Meteorologiei, 23 martie, 2003.

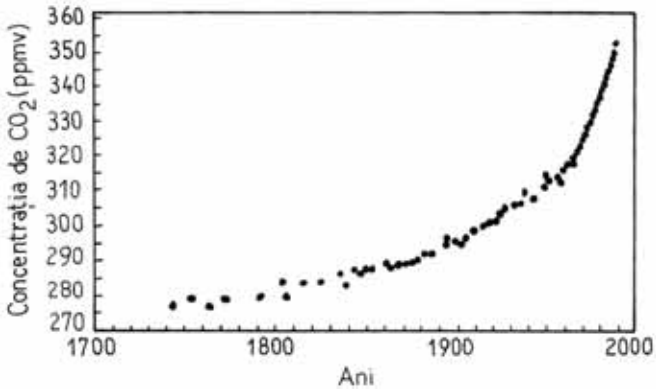


Fig. 6. Variația concentrației de dioxid de carbon pe baza măsurătorilor de la Siple Station (Antarctica) şi Mauna Loa (Hawaii)
Sursa: Chiotoroiu, 1997

Metanul (CH_4) se află în atmosferă din surse naturale şi antropice. Creşterea concentrației sale este legată, în principal, de cultivarea orezului şi creşterea vitelor, în prezent fiind mai mult decât dublă, comparativ cu perioada preindustrială, şi cea mai mare din ultimii 150 000 ani, curba de evoluție mergând paralel cu creşterea populației. Durata de viață a metanului este mică (10 ani) față de a altor gaze cu efect de seră. Stabilizarea concentrației la nivelul actual presupune o reducere a emisiilor cu 15-20%.

Clorofluorocarbonații (CFC) sunt substanțe chimice de origine antropică, foarte nocive, deoarece afectează stratul de ozon stratosferic şi amplifică efectul de seră. La sfârşitul deceniul al 9-lea din secolul al XX-lea, concentrațiile acestor compuşi chimici oscilau între 280 pptv[12] pentru CFC-11 şi 484 pptv pentru CFC-12, care au durate de viață de 65 ani şi respectiv 130 ani. Sunt folosiți în industria chimică drept propulsori ai aerosolilor, refrigeranți, agenți generatori de spumă, solvenți în industrie şi în întreținerea locuințelor. Ritmul de creştere a concentrației lor în atmosferă este mult mai mare (cu 4% şi peste pe an) decât a altor gaze cu efect de seră. Strategiile mondiale privind reducerea concentrației atmosferice a acestor gaze presupun înlocuirea lor cu hidrofluorocarbonați (HFC) şi hidroclorofluorocarbonați (HCFC), a căror viabilitate este mai redusă (1-40 ani).

Ozonul (O_3) din stratosferă are un rol deosebit de important în

[12] Părți de trilion din volum

apărarea suprafeței terestre de acțiunea nocivă a radiațiilor ultraviolete şi în procesele chimice din troposferă şi stratosferă, influențând bilanțul radiativ. Dintre toate dezastrele naturale care amenință omenirea în viitorii ani (conform modelelor şi prognozelor climatice, cel mai sumbru şi apropiat ca timp de producere este distrugerea treptată a stratului de ozon. Lipsa acestuia ar face viața imposibilă pe Terra. În distrugerea stratului de ozon un rol covârşitor îl au creşterea clorofluorocarbonaților şi oxidului de azot de natură antropică. O altă cauză ar fi zborul avioanelor supersonice la altitudini mari (18-22 km), deoarece temperatura de funcționare a reactoarelor acestora este suficient de mare pentru a disocia moleculele de azot ale aerului aspirat.

Problema distrugerii stratului de ozon a revenit în atenția opiniei publice în anul 1985, când s-au publicat rapoartele ştiințifice privitoare la existența unui „gol" (gaură neagră) în învelişul de ozon, deasupra Polului Sud. Reducerea cu peste 40% a învelişului de ozon începând din anul 1977 a fost atât de neaşteptată, încât descoperitorii ei, cercetătorii britanici, au atribuit-o inițial unei erori tehnice. În ultimii 20 ani s-a remarcat scăderea ozonului cu 3,4-5,1% în emisfera nordică la latitudinile temperate, fenomen mai intens în anotimpul de iarnă. Conform convențiilor internaționale, se preconizează reducerile emisiilor de CFC, N_2O şi CH_4 şi, în situația în care aceste emisii vor fi controlate, pentru anul 2060 se prognozează o reducere a ozonului stratosferic cu 0-4% în zonele tropicale şi cu 4-12% la latitudini medii şi înalte.

3. **ENERGIA RADIANTĂ**

Reprezintă totalitatea fluxurilor de radiaţii ce străbat atmosfera, a schimburilor şi transformărilor energiei radiante a Soarelui în energie calorică de către suprafaţa activă terestră, distribuite ascendent (încălzirea şi răcirea aerului atmosferic, în special a celui troposferic) şi descendent (încălzirea şi răcirea apei şi a solului).

Sursa energetică principală este *radiaţia solară*, în timp ce radiaţia atmosferică şi cea terestră au o pondere mai mică, uneori neînsemnată, şi care sunt tot un rezultat al sursei principale, Soarele. Energia totală emisă de către Soare este de 6,15 kw/cm², iar energia solară recepţionată de suprafaţa terestră într-o zi şi jumătate, reprezintă întreaga cantitate de energie produsă în toate centralele electrice de pe glob în timp de un an (Măhăra, 2001).

3.1. **Tipuri de radiaţii în atmosferă**

Toate procesele fizice, chimice şi biologice de la nivelul suprafeţei terestre şi din atmosferă sunt determinate de energia radiantă a Soarelui.

Cantitatea de energie radiantă solară căzută pe un centimetru pătrat de suprafaţă neagră aşezată perpendicular pe direcţia razelor solare, la limita superioară a atmosferei, în timp de un minut poartă denumirea de ***constanta solară*** ***(S_0)***. Valoarea ei este de 1,91 cal/cm^2/min., acceptată de toţi cercetătorii din domeniul radiometriei sau actinometriei[13].

Fluxurile de energie radiantă solară ce traversează atmosfera pot fi sub formă de *unde electromagnetice* sau *termice*, care alcătuiesc *spectrul solar* (radiativ sau electromagnetic), *corpusculare* şi *cosmice*, a căror importanţă în meteorologie şi climatologie este infimă, comparativ cu a primelor.

Radiaţiile corpusculare sunt transmise prin particule elementare de ioni, protoni, electroni şi neutroni cu energii foarte ridicate şi prin particule α şi β. Ele nu ajung la suprafaţa terestră, fiind dirijate prin

[13] Radiometria sau actinometria este o ramură a Meteorologiei care se ocupă cu studierea şi măsurarea diferitelor tipuri de radiaţii solare.

intermediul câmpului magnetic terestru spre regiunile polare, unde la înălțimi foarte mari contribuie la ionizarea aerului şi la formarea aurorelor polare.

Radiațiile electromagnetice sau termice se transmit sub formă de unde cu viteză mare de propagare, 300 000 km/s. Au cea mai mare importanță pentru Terra şi formează spectrul solar. Undele electromagnetice sunt caracterizate prin *lungime de undă* şi *frecvență*, mecanica cuantică asociindu-le particule numite *fotoni*.

3.2. **Spectrul radiațiilor solare**

Din cantitatea totală de radiații din atmosferă (emise de sistemul Soare-Pământ-Atmosferă), care au cea mai mare importanță în desfăşurarea proceselor fizice şi în geneza climei, 99% sunt situate în zona spectrului electromagnetic, cu lungimi de undă (λ) cuprinse între 0,17 μ şi 80-100 μ, aparținând celor trei domenii principale: *ultraviolete, vizibile* şi *infraroşii.* Doar 1% aparțin microundelor şi undelor radio (la extremitatea energetică inferioară) şi radiațiilor Röentgen (x şi gamma), la cea superioară.

3.2.1. ***Radiațiile ultraviolete***

Reprezintă 7% din energia radiantă, cu lungimi de undă cuprinse între 0,01-0,4 μ. Ele sunt invizibile şi foarte periculoase, din această cauză se mai numesc şi radiații chimice datorită efectelor produse. În lipsa ecranului protector reprezentat de stratul de ozon, viața pe Terra nu ar fi posibilă. Efectele negative asupra organismelor vii sunt foarte puternice, expunerea îndelungată ducând la sterilitate, cancer, boli şi mutații genetice.

3.2.2. ***Radiațiile vizibile***

Au lungimi de undă cuprinse între 0,4-0,76 μ. Acest domeniu al radiațiilor vizibile ocupă 44% din totalul energiei radiante solare şi cuprinde cele 7 culori (tabelul 2), care împreună dau lumina albă, valoarea maximă a concentrației fiind pe lungimea de undă de 0,476 μ, corespunzătoare radiațiilor albastre, de unde şi culoarea albastră a cerului senin.

Radiațiile vizibile au o importanță deosebită asupra plantelor, în procesele vegetative şi generative (de fructificare), cunoscându-se faptul că fotosinteza plantelor verzi se desfăşoară numai în prezența luminii. Radiațiile active în fotomorfogeneza plantelor sunt cele cu lungimi de

undă cuprinse între 0,2 şi 0,8 μm, în particular, între 660-730 nm[14], care asigură fructificarea (Săndoiu, 2000).

Tabelul 2. Lungimea de undă specifică radiațiilor vizibile

Nr. crt.	Culoarea	Lungimi de undă în μ
1	Roşu	0,62-0,76
2	Portocaliu	0,59-0,62
3	Galben	0,54-0,58
4	Verde	0,50-0,55
5	Albastru	0,45-0,49
6	Indigo	0,41-0,44
7	Violet	0,39-0,45

3.2.3. ***Radiațiile infraroşii***

Se mai numesc şi calorice, cu lungimi de undă cuprinse între 0,76 μ şi 500 μ, reprezentând 37% din spectrul solar.

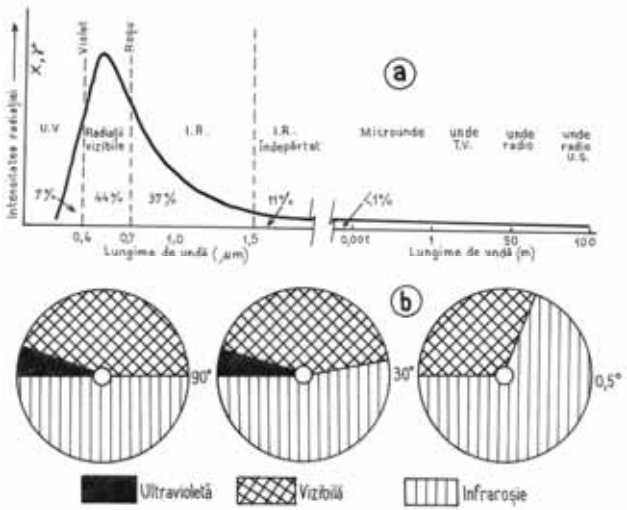


Fig. 7. Distribuția procentuală a energiei radiante solare în diferite regiuni spectrale (a), repartiția energiei în spectrul solar la diferite înălțimi ale Soarelui deasupra orizontului (b). *Sursa: Măhăra, 2001*

În cadrul spectrului energetic solar se mai află în partea sa

[14] Nanomicroni

inferioară zona undelor radio şi a microundelor cu lungimi de undă de 0,1-300 mm, iar la partea superioară, radiaţiile Röentgen X şi gamma. Radiaţia solară se modifică din punct de vedere spectral datorită înălţimii Soarelui deasupra orizontului: la 90°, ponderea cea mai mare revine radiaţiei vizibile (46%) şi celei infraroşii (50%), ultravioletele ocupând numai 4%, iar la 0,5° predomină radiaţia infraroşie (72%), cea ultravioletă lipsind (fig. 7 a, b).

Fluxurile radiative cu direcţia Soare → Pământ sunt radiaţii de undă scurtă şi cuprind: *radiaţia solară directă, radiaţia difuză, radiaţia globală* şi *radiaţia reflectată*, iar cele cu direcţia Pământ → Atmosferă, sunt considerate de undă lungă şi cuprind: *radiaţia terestră, radiaţia atmosferei* şi *radiaţia efectivă*. Ca urmare a existenţei celor două tipuri de fluxuri direcţionate diferit, se creează un *bilanţ radiativ-caloric* al sistemului Soare-Pământ-Atmosferă, prin care se exprimă diferenţa dintre energia primită şi cedată, dintre aportul şi consumul de căldură la suprafaţa terestră.

3.3. **Factorii care influenţează radiaţia solară**

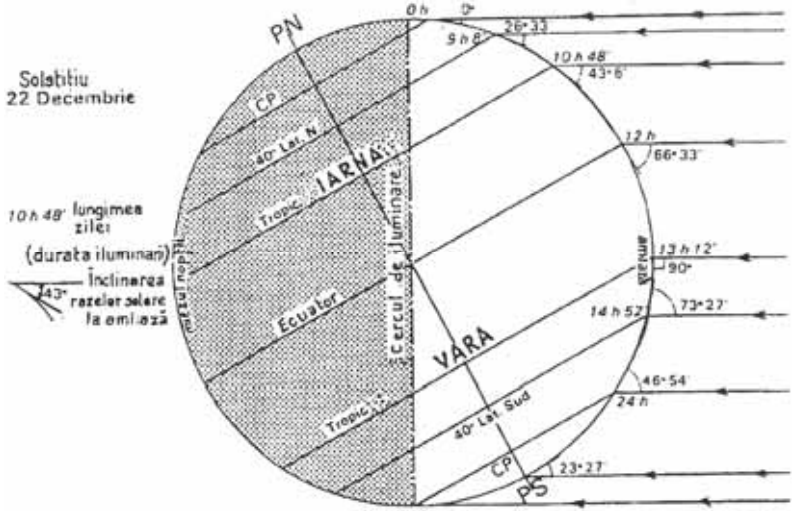
Cantitatea de căldură pe care o primeşte Terra depinde de factori astronomici, cum sunt: forma şi mişcările Pământului, înclinarea axei sale în raport de planul eclipticii. Factorii astronomici sau cosmici au consecinţe importante asupra distanţei la care se află în permanenţă planeta faţă de Soare în cursul anului ca urmare a mişcării de revoluţie, duratei zilelor şi nopţilor, ca urmare a mişcării de rotaţie, oblicităţii razelor solare în cursul zilei şi al anului, duratei iluminării şi unghiului de incidenţă sub care cad razele Soarelui. Toate aceste consecinţe se răsfrâng asupra energiei radiante şi a fluxului radiativ care ajunge la suprafaţa terestră şi implicit la încălzirea globului prin conversia energiei radiante solare în energie calorică de către suprafaţa activă.

3.3.1. ***Durata de insolaţie***

Se mai numeşte şi *iluminare* şi reprezintă timpul efectiv în care suprafaţa terestră primeşte radiaţii de la Soare. Durata de insolaţie este diferită datorită înclinării axei terestre faţă de planul eclipticii (66°33") şi faţă de perpendiculara pe aceasta. Astfel apare o durată diferită a zilelor şi iluminării de la Ecuator către poli (fig. 8) şi pe cele două emisfere, diferenţiind cantitatea de radiaţie solară primită şi, implicit, regimul insolaţiei. În emisfera nordică, în luna ianuarie, durata zilei

scade către latitudinile superioare, la Ecuator fiind egală cu a nopții având 12 ore, la tropice 10 ore și 48 de minute, la 40° latitudine, 9 ore, iar peste 66° latitudine este de 0 ore, noaptea polară fiind de 6 luni. În emisfera sudică, durata zilei crește către latitudinile superioare de la 12 ore la Ecuator la 6 luni peste latitudinea de 66°, unde este ziua polară.

Fig. 8. *Durata iluminării și unghiul de incidență a razelor*



solare la diferite latitudini în ziua solstițiului de iarnă. Sursa: Măhăra, 2001

3.3.2. ***Unghiul de incidență***

Are un rol important în modificarea intensității radiației solare pe suprafața terestră.

Radiațiile solare cad perpendicular și încălzesc o suprafață mult mai mare decât radiațiile solare oblice. Valoarea unghiului de incidență depinde de înălțimea Soarelui deasupra orizontului, care se află în dependență de latitudinea locului și de momentul zilei. Are o valoare maximă la amiază, când înălțimea Soarelui este de 90° în zona intertropicală la echinocții și la tropice, în timpul solstițiului din emisfera respectivă. Regiunile polare sunt lipsite aproximativ 6 luni (noaptea și, respectiv, ziua polară) de afluxul de radiație solară, datorită formei Pământului (geoid de rotație) și înclinării axei terestre,

cum s-a văzut anterior.

3.3.3. ***Distanța Pământ-Soare***

Intensitatea radiațiilor solare este invers proporțională cu pătratul distanței dintre Pământ şi Soare (legea Kepler). Conform acestei legi, cea mai mică distanță este la periheliu, iar intensitatea radiațiilor solare este cu 7% mai mare decât la afeliu, când distanța este mai mare. În realitate, intervin efectele duratei de insolație şi al unghiului de incidență al razelor solare, care îl compensează pe cel al distanței Pământ-Soare.

Legea lui Kepler explică şi variația mică a constantei solare în timpul anului, care este influențată şi de numărul şi suprafața petelor solare.

3.3.4. ***Influența atmosferei***

Atmosfera, prin compoziția ei, are o influență importantă asupra radiației solare. Prin gazele componente, ea produce absorbția, difuzia şi reflexia radiațiilor solare, la suprafața terestră ajungând direct doar o parte din acestea, formând *insolația*. Intensitatea acestor procese depinde de concentrația vaporilor de apă şi a aerosolilor (ce determină transparența atmosferei) şi de distanța străbătută de radiațiile solare, care la rândul ei depinde de unghiul de incidență al razelor solare.

Din cantitatea totală de energie radiantă solară pe care o recepționează sistemul Pământ-Atmosferă, 30% este difuzată şi reflectată în spațiul cosmic, 17-19% este absorbită de atmosferă şi 51-53% este absorbită de suprafața terestră, care o transformă în energie calorică pe care o radiază permanent în atmosferă, încălzind straturile inferioare ale acesteia (troposfera).

Gazele componente atmosferei determină o *absorbție selectivă* pentru anumite lungimi de undă şi o *absorbție globală* datorită existenței suspensiilor lichide şi solide.

3.3.4.1. Absorbția selectivă

Este produsă de gazele principale: *oxigenul, bioxidul de carbon, vaporii de apă, ozonul*.

Oxigenul (O_2) absoarbe radiațiile ultraviolete cu lungimi de undă mai mici de 0,2 μ şi radiațiile vizibile cu lungimi de undă de 0,759 μ şi 0,687 μ.

Bioxidul de carbon (CO_2) are cea mai puternică absorbție în

domeniul infraroşu, cu lungimi de undă cuprinse între 13 μ şi 17 μ şi nu absoarbe radiaţiile infraroşii cuprinse între 8 μ şi 10 μ.

Vaporii de apă au o absorbţie puternică în domeniul infraroşu al radiaţiilor cu lungimi de undă de 0,93 μ, 1,13 μ, 1,39 μ, 1,87 μ şi 2,68 μ.

Absorbţia selectivă a vaporilor de apă împreună cu cea a bioxidului de carbon formează *efectul de seră natural* al atmosferei, care contribuie la încălzirea aerului troposferic.

Ozonul (O_3) absoarbe intens radiaţiile din întreg spectrul solar, cea mai importantă fiind cea din domeniul ultraviolet cu lungimi de undă cuprinse între 0,200 μ şi 0,320 μ la înălţimi de 25-40 şi 50 km unde se află *ozonosfera*, strat deosebit de important pentru protejarea Pământului împotriva acţiunii distrugătoare a radiaţiilor ultraviolete.

3.3.4.2. Absorbţia globală

Este determinată de suspensiile din atmosferă şi duce la slăbirea intensităţii radiaţiei solare, fenomenul fiind direct proporţional cu cantitatea de suspensii, mai accentuat deasupra centrelor urbane şi industriale unde determină creşterea opacităţii atmosferei cu consecinţe negative asupra transparenţei aerului şi a vizibilităţii atmosferice.

3.4. **Componentele fluxului radiativ**

Fluxul energetic radiativ ce străbate atmosfera este format din radiaţii de undă scurtă, care provin de la Soare şi de undă lungă, cele care vin de la suprafaţa terestră inclusiv radiaţia atmosferei. Se exprimă în calorii/cm^2/minut sau în Wm^{-2} şi este alcătuit din următoarele componente: radiaţia solară directă, radiaţia difuză, globală reflectată (toate de unde scurte) şi radiaţia terestră, a atmosferei şi efectivă (de unde lungi).

3.4.1. ***Radiaţia solară directă*** *(S)*

Reprezintă partea din radiaţia solară cu lungimi de undă cuprinse între 0,29 μ şi 5,0 μ, care ajunge pe suprafaţa terestră nemodificată, sub forma unui fascicul de raze paralele. Este cel mai important component al bilanţului radiativ şi este caracterizată prin două mărimi: *intensitate* şi *insolaţie*. *Intensitatea* defineşte energia fluxului radiativ respectiv în timp de un minut pe un centimetru pătrat de suprafaţă

neagră aflată perpendicular pe direcţia fluxului, iar *insolaţia* este cantitatea de radiaţie solară directă ce cade pe o suprafaţă orizontală.

Intensitatea radiaţiei solare se află în legătură directă cu unghiul de înălţime a Soarelui deasupra orizontului, depinzând deci, de latitudine, anotimp şi ora zilei, dar şi de transparenţa aerului. De asemenea există o relaţie strânsă între valoarea intensităţii şi orientarea suprafeţelor în spaţiu. Astfel, în zona muntoasă, versanţii sudici beneficiază de cea mai ridicată intensitate a radiaţiei solare directe. Ca orice parametru meteorologic, radiaţia solară directă prezintă variaţii zilnice şi anuale.

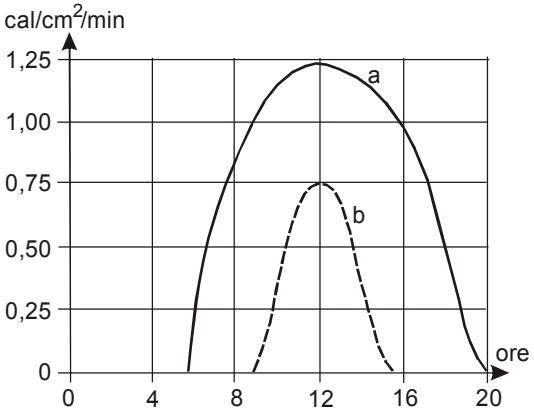


Fig. 9. Variaţiile zilnice ale radiaţiei solare directe: a) vara, b) iarna
Sursa: Măhăra, 2001

Variaţiile zilnice depind de latitudine, altitudine, anotimp, transparenţa aerului şi nebulozitate. În timpul unei zile de vară, intensitatea radiaţiei solare directe are o valoare maximă la amiază, mult mai mare decât în timpul unei zile de iarnă (fig. 9). Cu cât transparenţa aerului este mai redusă şi nebulozitatea mai ridicată, cu atât intensitatea radiaţiei solare directe este mai mică. Cu creşterea altitudinii, o dată cu scăderea impurităţilor din aer, creşte şi valoarea intensităţii radiaţiei solare directe (tabelul 3).

Tabelul 3. Intensitatea radiaţiei solare directe la diferite altitudini

Staţia	Înălţimea (m)	S (cal/cm^2/min)
Bucureşti	92	1,65
Vf. Jungfrau	3460	1,74
Balon sondă	22600	1,78

Sursa: Ciulache, 2002

La latitudinile ecuatoriale şi tropicale, valoarea intensităţii radiaţiei solare directe este mai redusă, datorită cantităţilor mari de vapori de apă şi praf prezente în atmosferă, iar la poli, datorită transparenţei aerului, deşi valoarea unghiului de incidenţă este mai mic, intensitatea este mai mare.

Variaţia anuală a intensităţii radiaţiei solare directe depinde de latitudine şi transparenţa aerului. Maximul se înregistrează la sfârşitul primăverii şi începutul verii, iar minimul la solstiţiul de iarnă.

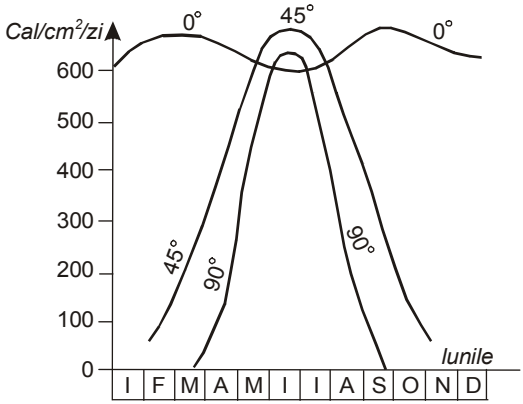


Fig. 10. Variaţiile anuale ale radiaţiei solare directe la diferite latitudini

Latitudinal, la ecuator, curba de evoluţie este formată din două oscilaţii, corespunzătoare celor două maxime echinocţiale şi celor două minime solstiţiale. La 45° se înregistrează un maximum vara şi un minimum iarna, iar la poli se observă un maximum şi un minimum corespunzător zilei şi nopţii polare (fig. 10).

3.4.2. ***Radiaţia solară difuză*** *(D)*

Reprezintă partea din radiația solară directă care ajunge la suprafața terestră, din toate direcțiile, după ce a fost difuzată de către moleculele gazelor componente ale atmosferei şi de particulele solide şi lichide aflate în suspensie. Depinde de: *latitudine, altitudine, înălțimea Soarelui deasupra orizontului, transparența aerului*, *nebulozitate, prezența* sau *absența stratului de zăpadă*.

Valorile intensității radiației solare difuze sunt mici pe timp senin (10-20 cal/cm^{2}min.) şi cresc pe timp noros şi cețos, de 3-4 ori comparativ cu valoarea de pe timp senin (fig. 11).

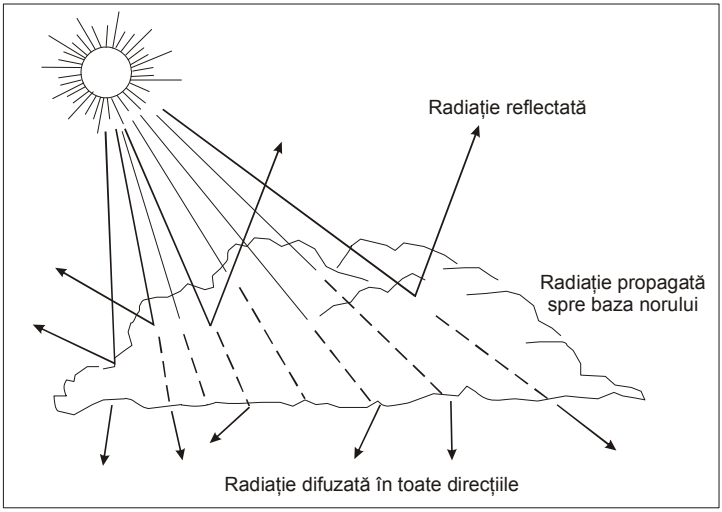


Fig. 11. Radiația difuză şi cea reflectată
Sursa: Ciulache, Ionac, 1995

Latitudinal radiația difuză creşte de la ecuator spre poli din cauza nebulozității mari şi a persistenței stratului de zăpadă. În funcție de transparența aerului, radiația difuză variază invers proporțional atât în sens latitudinal, cât şi altitudinal.

Radiația difuză are o variație zilnică, valoarea maximă înregistrându-se vara la amiază, iar cea minimă iarna, în regim anticiclonic (tabelul 4).

Tabelul 4. Variația zilnică a radiației solare difuze şi directe (cal/cm^2/min.) în

luna iulie la latitudini medii

Radiația	Orele						
	6	8	10	12	14	16	18
D	0,10	0,16	0,23	0,25	0,22	0,16	0,15
S	0,30	0,64	0,91	1,00	0,90	0,62	0,28

Sursa: Măhăra, 2001

3.4.3. ***Radiația globală sau totală*** *(Q)*

Reprezintă radiația solară directă împreună cu radiația solară difuză, care ajung simultan pe suprafața terestră. Intensitatea ei este exprimată prin relația:

$$Q = S \cdot \sin (h_0) + D,$$

în care:
Q = intensitatea radiației globale
S = intensitatea radiației solare directe
h_0 = înălțimea Soarelui deasupra orizontului
D = radiația difuză

Intensitatea radiației globale depinde de: înălțimea Soarelui deasupra orizontului, transparența aerului, nebulozitate şi latitudine.

Prezintă *variații diurne* şi *anuale* determinate de aceleaşi cauze. În timpul zilei, valoarea maximă se înregistrează la amiază, iar valoarea minimă dimineața şi seara (fig. 12). În timpul unui an radiația globală depinde de variația nebulozității medii, maximum apare la sfârşitul lunii iulie. Pe teritoriul României, în luna iunie, cea mai mare valoare se produce la orele 12 pe litoral, iar cea mai mică în Câmpia Română, dimineața şi seara (tabelul 5).

3.4.4. ***Radiația reflectată*** *(R)* ***şi absorbită*** *(a)*

Radiația reflectată este o parte din radiația solară globală căreia i se schimbă direcția de propagare (fără modificarea spectrului radiativ) datorită însuşirilor fizice ale suprafeței terestre (culoare, rugozitate etc.). Însuşirea sau capacitatea de reflexie a suprafețelor subiacente active se numeşte *albedo* (A), care se exprimă în procente printr-un raport între intensitatea fluxului de radiații reflectate şi radiația globală incidentă pe suprafața Pământului, după formula:

$$A = \frac{R}{Q} \times 100\ \%$$

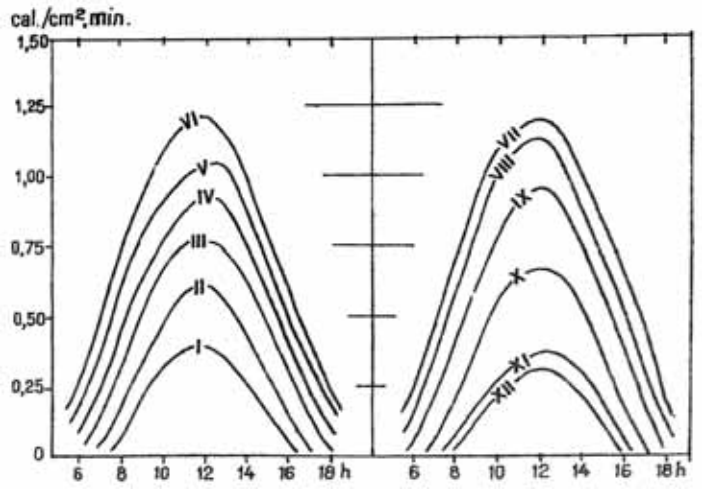


Fig. 12. Regimul diurn al radiației solare globale la Bucureşti-Afumați
Sursa: Ciulache, 2002

Tabelul 5. Variația diurnă a intensității medii multianuale a radiației solare globale pe suprafața orizontală în luna iunie, în România (Wm^{-2})

Stația/ora	**6**	**9**	**12**	**15**	**18**
Iaşi	161	565	703	544	154
Cluj-Napoca	161	565	691	496	161
Timişoara	154	551	733	551	140
Galaţi	140	551	705	489	**122**
Bucureşti	**125**	558	726	530	132
Craiova	161	579	740	530	140
Constanţa	161	628	**803**	621	133
Poiana Braşov	-	461	721	496	-

Sursa: Oprea, 2001, citat de Văduva, 2004

Valorile albedo-ului variază între 2%, apa limpede şi liniştită în condițiile înălțimii mari a Soarelui deasupra orizontului şi 95%, zăpada proaspăt căzută (tabelul 6).

Diferențele până la 1% sau 100% reprezintă *radiația absorbită* de către suprafața respectivă. Ea este exprimată printr-o mărime (a), numită coeficient de absorbție, dat de relația:

$$a = (1-A) \cdot 100\%,$$

în care: A = albedo-ul

Radiația absorbită (Q-R) se mai poate defini şi ca partea nereflectată din radiația solară globală incidentă. Se mai numeşte bilanț radiativ de undă scurtă.

Tabelul 6. Valoarea albedo-ului diferitelor suprafețe active

Natura suprafeței active subiacente	A (%)
Zăpadă proaspătă	84-95
Zăpadă curată umedă	60-70
Norii	50-80
Zăpadă învechită	40-60
Stepă uscată	30-40
Păduri de foioase toamna	33-38
Nisipuri deşerturilor	28-38
Păduri de foioase vara	25-30
Lanuri de cereale în diferite faze de vegetație	10-25
Păduri de conifere	10-18
Cernoziom uscat	14
Arături umede	5-15
Apa	2-70

Sursa: Pop, 1988

3.4.5. ***Radiația terestră*** *(E_t)*

Este radiația emisă de suprafața terestră în flux continuu după ce s-a încălzit datorită convertirii radiației solare directe în radiație calorică, prin care se încălzeşte suprafața terestră până la o anumită adâncime. Ea prezintă variații zilnice şi sezoniere ale intensității, în raport de intensitatea radiației globale şi prezintă o anumită dependență de temperatura suprafeței solului.

La o temperatură medie a Pământului de 15ºC, radiația terestră prezintă o valoare medie de 0,57 cal/cm^2/min. Valoarea maximă se înregistrează vara pe cer senin şi pe suprafețe uscate, iar cea minimă în

nopţile de iarnă. În evoluţia zilnică se remarcă o creştere constantă de la răsăritul Soarelui până la amiază, când se produce maxima, urmând apoi o descreştere a valorilor spre seară şi pe parcursul nopţii, minima fiind înainte de răsăritul Soarelui.

3.4.6. ***Radiaţia atmosferică*** *(E_a)*

Reprezintă fracţiunea din radiaţia terestră absorbită de atmosferă prin vaporii de apă, aerosoli lichizi, bioxid de carbon, ozon etc. şi îndreptată înapoi către suprafaţa terestră. Este o componentă radiativă de undă lungă, cea mai mare absorbţie o prezintă vaporii de apă în domeniul spectral cuprins între 6 μ şi 8,5 μ şi la 18 μ. Intervalul de maximă transparenţă pentru radiaţia emisă, în care atmosfera nu absoarbe şi prin care căldura emisă de Pământ se pierde în spaţiul cosmic se numeşte *fereastra atmosferică*.

Prin absorbţie atmosfera se încălzeşte şi emite radiaţii infraroşii cu lungime de undă mare care reprezintă radiaţia atmosferică. Ea se propagă în toate direcţiile, iar fracţiunea care se îndreaptă către Pământ se numeşte *contraradiaţia atmosferică*. cu o intensitate de 0,42 cal/cm^2/min.

3.4.7. ***Radiaţia efectivă*** *(R_e)*

Reprezintă diferenţa dintre radiaţia terestră şi radiaţia atmosferei cu direcţii contrare. Ea se calculează prin relaţia:

$$R_e = E_t - E_a$$

Radiaţia efectivă se mai poate defini şi prin pierderea de căldură a suprafeţei terestre, care se produce noaptea pe timp senin, mai ales iarna.

În timpul zilei surplusul de căldură rezultat prin conversia radiaţiei solare directe şi difuze în căldură este folosit în încălzirea aerului şi a solului. Din aceste cauze radiaţia efectivă prezintă *variaţii zilnice* şi *anuale* legate de cele ale temperaturii suprafeţei de contact. Variaţia zilnică prezintă un minimum înainte de răsăritul Soarelui şi un maximum în jurul amiezii, iar în regim anual, apare un maximum vara şi un minimum iarna. Această evoluţie se produce numai pe timp senin, în situaţia cerului noros, situaţia se complică.

Radiaţia efectivă are valori cuprinse între 0,10 cal/cm^2/min şi 0,30 cal/cm^2/min şi depinde de mai mulţi factori: temperatura aerului şi a solului, umezeala absolută a aerului, nebulozitate, ceaţă, vânt, altitudine, proprietăţile fizice ale solului, prezenţa vegetaţiei.

Tabelul 7. Relația dintre radiația efectivă şi nebulozitate

Nebulozitate (zecimi)	0	1	9	10
R_e (cal/cm^2/min)	0,144	0,140	0,046	0,021

Sursa: Matveev, citat de Măhăra, 2001

Nebulozitatea şi ceața au o importanță mare asupra intensității radiației efective, deoarece, în astfel de condiții atmosferice creşte radiația atmosferei, scăzând implicit valoarea radiației efective (tabelul 7).

3.5. **Bilanțul radiativ-caloric**

Energia radiantă primită sub forma fluxului radiativ solar este absorbită şi transformată de suprafața terestră activă în căldură transmisă în trei direcții principale: aer, apă şi sol.

În sistemul Pământ – Atmosferă se produc aporturi şi pierderi de energie radiantă şi calorică, creându-se, astfel, un bilanț radiativ şi caloric, care reprezintă în esență încălzirea şi răcirea planetei şi a atmosferei înconjurătoare.

Deoarece în acest proces sunt incluse radiația solară, atmosferică şi terestră care prezintă schimburi continue de energie radiantă şi calorică, se poate vorbi de existența unui bilanț radiativ şi caloric al suprafeței terestre, al atmosferei şi al sistemului Pământ-Atmosferă.

3.5.1. ***Bilanțul radiativ (Br) al suprafeței terestre***

Reprezintă diferența dintre suma tuturor fluxurilor de undă scurtă şi lungă primite de suprafața terestră şi suma fluxurilor de undă scurtă şi lungă pierdute de ea sub forma radiațiilor reflectate şi emise. Radiația primită este dată de suma radiației solare directe (S), a radiației difuze (D) şi a atmosferei (Ea). Radiația cedată sau emisă este formată din radiația reflectată (R) şi radiația terestră (Et). Ecuația bilanțului radiativ este de forma:

$$Br = (S + D + Ea) – (R + Et),$$

sau de forma: $Br = Q – R + Ea,$

sau de forma: $Br = Q (1-Q) – Re,$

ştiindu-se că S + D = Q (radiaţia totală sau globală), iar Et – Ea = Re (radiaţia efectivă).

Bilanţul radiativ al suprafeţei terestre depinde de nebulozitate şi este diferit de la zi la noapte. Astfel, pe timp noros, când nu există radiaţie solară directă, valoarea sa este dată de relaţia:

$$Br = (D + Ea) – (R + Et)$$

În timpul nopţii, în absenţa radiaţiei solare de undă scurtă, bilanţul radiativ al suprafeţei terestre este dat numai de radiaţia efectivă (fig. 13), conform relaţiei:

$$Br = Ea – Et$$

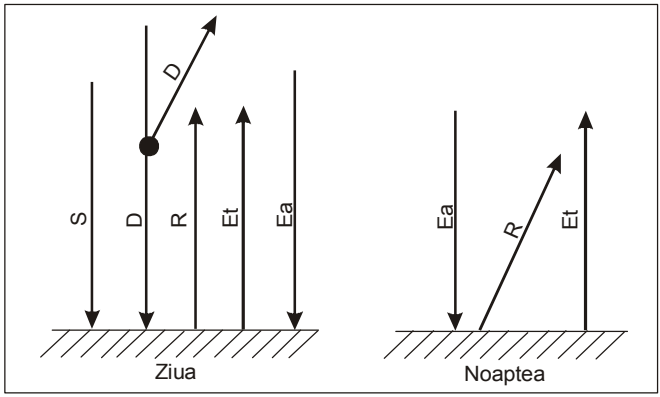


Fig. 13. Componentele bilanţului radiativ al suprafeţei terestre
Sursa: Măhăra, 2001

Valorile bilanţului radiativ al suprafeţei terestre pot fi pozitive, ducând la încălzirea suprafeţei terestre sau negative, reprezentând răcirea acesteia. În funcţie de valorile acestui bilanţ, la suprafaţa terestră se produc o serie de procese fizice foarte importante care determină aspectul vremii şi formarea climei globului, cum ar fi: evaporaţia, formarea şi transformarea maselor de aer, temperatura aerului şi a solului, cantitatea de vapori de apă din atmosferă, presiunea aerului şi dinamica atmosferei, îngheţul, dezgheţul.

Bilanțul este pozitiv în situația în care energia radiantă primită este mai mare decât cea cedată, ducând la încălzirea suprafeței terestre şi are valoare negativă, în situația în care energia radiantă primită este mai mică decât cea pierdută într-o serie de procese, care duc la răcirea acesteia.

Bilanțul radiativ al suprafeței terestre depinde de: latitudinea locului, natura suprafeței subiacente active, transparența aerului, conținutul în vapori de apă, nebulozitate, şi prezintă variații zilnice şi anuale. El este pozitiv ziua şi vara şi negativ noaptea şi iarna. Aceste valori sunt tot mai mult modificate antropic, în sens negativ, datorită poluării excesive a aerului atmosferic, dar şi pozitiv, prin intervenții asupra fenomenelor meteorologice de risc: secetă, înghețuri timpurii de toamnă şi târzii de primăvară, vânturi puternice, toate cu impact puternic asupra agriculturii.

3.5.2. ***Bilanțul radiativ al sistemului Pământ-Atmosferă***

Este compus din radiația absorbită de suprafața terestră şi de atmosferă cu lungimi de undă scurtă, dar şi de radiațiile cu lungimi de undă lungă emise de suprafața terestră şi atmosferă (fig. 14 şi 15). Valorile lui depind de latitudine şi anotimp.

Pe suprafața globului, bilanțul are valori pozitive de la Ecuator până la aproximativ 30-40° latitudine nordică şi sudică (în zona de climă caldă) şi negative peste aceste latitudini. În emisfera nordică, vara el este negativ la 80°, iar iarna la 20°.

Bilanțul radiativ de undă lungă al sistemului Pământ – Atmosferă este format din radiația terestră (98%) din care 91% este absorbită de atmosferă şi 7% se pierde în spațiul cosmic prin fereastra atmosferică, împreună cu radiația atmosferei spre spațiul cosmic (57%) şi spre suprafața terestră (78%). În acest bilanț se mai au în vedere energia calorică emisă de suprafața terestră prin conductibilitate, convecție, turbulență şi căldura latentă de evaporare, care sunt principalele modalități de încălzire a aerului troposferic.

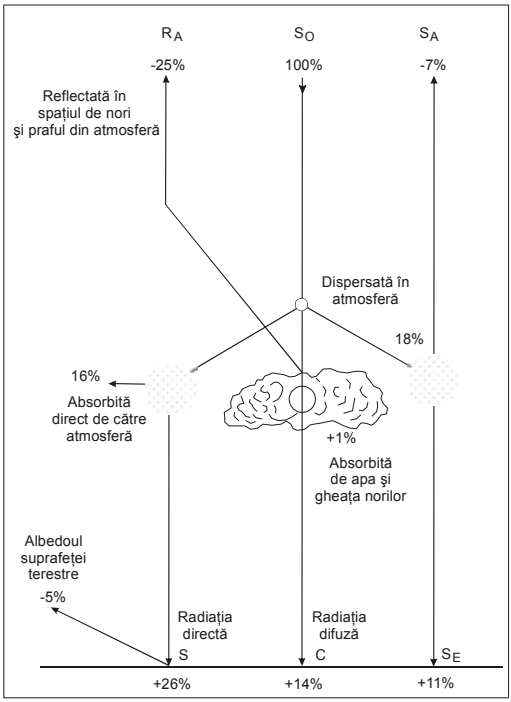


Fig. 14. Bilanţul radiaţiilor de undă scurtă al sistemului Pământ – Atmosferă. Sursa: Flohn, citat de Ciulache, 2002

La limita superioară a atmosferei, bilanţul radiativ este compus din constanta solară la aporturi (100%) şi la pierderi din radiaţia difuză a atmosferei şi cea reflectată de suprafaţa terestră şi nori (36%), împreună cu fluxul de undă lungă al atmosferei şi al radiaţiei terestre (64%).

Bilanţul radiativ pentru atmosferă este alcătuit din absorbţia unei părţi din radiaţia solară, terestră şi calorică, la aporturi, conform relaţiei:

$$17 + 91 + 22 + 5 = 135\%$$

şi de radiaţia atmosferică spre spaţiul cosmic (57%) şi spre suprafaţa terestră (78%), la pierderi, în total 135%.

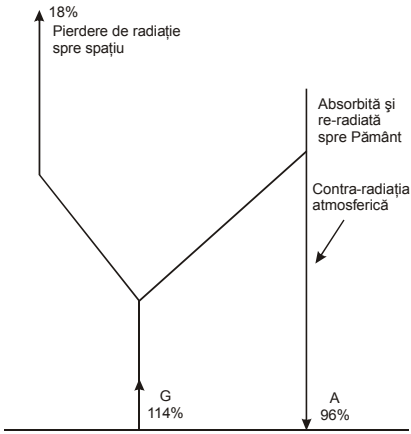


Fig. 15. Bilanțul radiațiilor de undă lungă al sistemului Pământ – Atmosferă. Sursa: Flohn, citat de Ciulache, 2002

3.5.3. ***Bilanțul caloric (Bc)***

Reprezintă diferența dintre cantitatea de căldură primită şi cea cedată de suprafața activă subiacentă, sub forma ecuației:

$$Bc = Bt – (Ta + Ts + Te),$$

în care:

Bt = bilanțul radiativ al suprafeței terestre
Ta = căldura transmisă aerului
Ts = căldura transmisă în sol
Te = căldura consumată în evaporarea apei

Această formulă suferă modificări în funcție de bilanțul caloric în diferite intervale de timp (24 de ore, o perioadă de un an sau mai mulți ani), de felul suprafeței active subiacente (apă sau uscat, cu diferite caracteristici termice şi hidrice).

În regiunile deşertice, întreaga valoare a lui Bt este folosită pentru încălzirea aerului, Ta, cele două componente fiind egale. Acelaşi lucru se întâmplă şi la suprafața oraşelor, de aici rezultând temperaturi excesiv de ridicate ale suprafeței solului şi aerului din imediata apropiere, comparativ cu a regiunilor învecinate. În schimb,

pe suprafețele umede, cea mai mare parte a căldurii se consumă în procesul de evaporare a apei, ceea ce imprimă suprafeței şi aerului învecinat temperaturi mai scăzute.

Planeta Terra are un echilibru caloric stabil datorită faptului că întreaga cantitate de căldură obținută prin bilanțul radiativ este consumată pentru evaporarea apei şi pentru încălzirea aerului, solului şi apei, iar surplusul de căldură din zonele intertropicale şi deficitul din zonele polare se echilibrează în mecanismul circulației generale a aerului troposferic. În acest fel planeta şi-a păstrat o temperatură medie constantă de 15ºC.

Bilanțul radiativ-caloric al sistemului Pământ-Atmosferă are, la aporturi 25 Kcal/cm^2/an (100%) primite de la Soare, iar la cedări, cele 105 Kcal/cm^2/an (42%) pierdute prin reflexie şi difuzie spre spațiul interplanetar, cele 50 Kcal/cm^2/an (20%) pierdute prin radiația efectivă a suprafeței terestre şi cele 95 Kcal/cm^2/an (38%) pierdute prin radiația efectivă a atmosferei, de la strat la strat. La scară globală, aceste valori variază, pentru acelaşi loc, în funcție de perioada calendaristică şi, pentru acelaşi moment, în funcție de latitudine (Ciulache, 2002).

4. TEMPERATURA SOLULUI ŞI A MARILOR SUPRAFEȚE DE APĂ

4.1. Încălzirea suprafeței terestre

Energia radiantă transmisă de către Soare este absorbită şi transformată în energie calorică de suprafața terestră, care determină încălzirea suprafețelor de uscat, adică a solurilor, a suprafețelor de apă şi a aerului din stratul inferior al atmosferei – troposfera. O parte din căldura acumulată se propagă spre straturile mai adânci ale solului şi apei, dar şi spre aerul troposferic, iar altă parte se consumă în diferite procese fizice, chimice şi biologice care se produc la suprafața terestră. Deci, scoarța terestră are proprietatea de a transforma energia radiativă în energie calorică şi de a distribui energia calorică, din acest motiv a fost numită *suprafață activă* sau *subiacentă*. Ea reprezintă stratul superficial planetar, incluzând diferitele tipuri de soluri, covorul vegetal, primii zeci de metri ai apei transparente sau primii centimetri ai apei tulburi şi ai stratului de zăpadă.

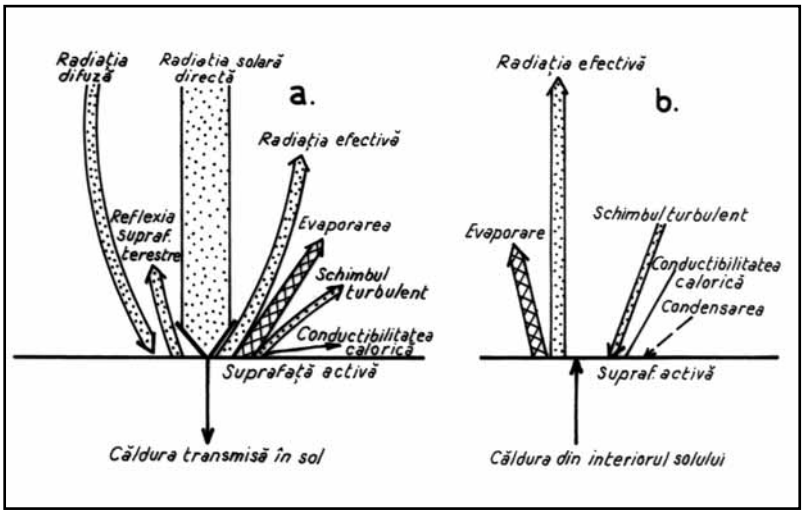


Fig. 16. Schimbul de căldură la suprafața solului , a. ziua, b. noaptea
Sursa: Geiger, citat de Dumitrescu, 1973

Încălzirea suprafeței terestre se realizează prin absorbția şi transformarea energiei radiante ajunsă la suprafața solului în energie calorică. De la suprafața solului căldura este transmisă în trei direcții principale, *sol, apă* şi *aer*, conform legilor de propagare a căldurii, în funcție de particularitățile mediilor respective (fig. 16).

4.2. **Temperatura solului**

Cunoaşterea temperaturii şi a regimului termic al solului are o deosebită importanță practică în diverse domenii ale activității economice: agricultură, construcții, canalizare, transmisiuni, căi de comunicație rutiere, hidroameliorații etc. Temperatura suprafeței active a solului reprezintă un factor genetic principal al macroproceselor atmosferice[15], dar şi în formarea topoclimatului şi microclimatului, în funcție de caracteristicile locale topografice şi orografice.

Ea este sursa principală de încălzire a aerului în timpul zilei, care generează procesele convective, ce pot determina vara fenomenul de cumulizare[16] şi aversele de ploaie, dar şi de răcire noaptea, cu posibilitatea de apariție a înghețurilor radiative.

Cunoaşterea distribuției spațio-temporale a temperaturii solului este foarte importantă în înțelegerea proprietăților fizico-chimice şi biologice, care se produc la nivelul sistemului radicular al plantelor, care pot crea un micromediu favorabil sau advers creşterii şi dezvoltării lor. Toate procesele de vegetație ale plantelor începând de la semănat şi germinare, până la maturitate şi recoltare se desfăşoară normal numai între anumite limite termice, specifice fiecărei plante şi faze fenologice[17] (Berbecel şi colab. 1970). Intensitatea proceselor biochimice de transformare a substanțelor organice, dizolvarea şi precipitarea diferitelor săruri minerale, absorbția prin intermediul rădăcinilor, activitatea microorganismelor, proliferarea dăunătorilor şi bolilor diferitelor specii vegetale spontane sau cultivate depind de temperatura şi regimul termic al solului (Gloyne şi Lomas, 1988). În acelaşi timp, starea fizică a aerului din stratul microclimatic de deasupra solului este influențată de proprietățile termice, gradul şi modul de încălzire al acestuia.

---

[15] Macroprocesele atmosferice sunt procese sinoptice şi radiative desfăşurate la scară mare pe suprafața Pământului, care determină caracterul vremii pe o perioadă lungă de timp.

[16] Cumulizarea este procesul de formare a norilor datorită mişcărilor convective ale aerului.

[17] Faza fenologică reprezintă un anumit stadiu de vegetație a plantelor, cu cerințe climatice specifice.

4.2.1. ***Factorii care influențează temperatura solului***

Temperatura solului depinde de numeroşi factori, dintre care, cei mai importanți sunt: *cantitatea de energie solară primită* (în funcție de data calendaristică, ora, ziua, latitudinea şi modul de expunere a suprafeței active), *proprietățile termofizice ale solului*, *macro şi microrelieful*, *covorul vegetal, stratul de zăpadă, caracteristicile morfologice ale solului* (tipul, culoarea, structura şi textura).

4.2.1.1 Cantitatea de energie solară primită

Factorul principal al încălzirii solului este radiația solară, deoarece cantitatea de căldură care ajunge din interiorul scoarței terestre prin termoconductivitate, ca şi aceea rezultată din procesele chimice şi biologice au o importanță destul de mică.

Fluxul radiativ care ajunge la Pământ este mult diminuat de existența în atmosferă a vaporilor de apă şi a particulelor de praf. Vaporii de apă absorb mari cantități de căldură, iar o atmosferă umedă şi un grad ridicat de nebulozitate devin un ecran în calea radiațiilor solare. Data calendaristică, ora, ziua, coordonatele geografice ale unui anumit loc şi felul expunerii suprafeței active determină cuantumul de căldură şi distribuția acesteia la suprafața şi în interiorul solului. Astfel, cercetătorii americani, măsurând temperatura solului într-o stațiune din Arizona, în lunile mai şi iunie la adâncimea de 8 cm, pe versanții nordic şi sudic al unui deal cu o pantă de 18°, au constatat diferențe de 5°-7°C în plus ale mediei maximelor pe versantul sudic, comparativ cu cel nordic (Berbecel şi colab., 1970). Diferențele de expunere au o mare importanță ecologică şi agricolă, datorită faptului că, temperatura solului este întotdeauna mai ridicată pe expozițiile sudice decât pe cele nordice.

4.2.1.2. Proprietățile termofizice ale solului

Sunt: *conductivitatea* (conductibilitatea) *calorică, capacitatea calorică* (căldura specifică) *şi conductivitatea termică*

Conductivitatea calorică (K). Însuşirea esențială a oricărui tip de sol este determinată de capacitatea lui de a transmite căldura de la straturile mai calde către cele mai reci. În fizică această proprietate este caracterizată de coeficientul de conductivitate calorică (k). Acesta reprezintă cantitatea de căldură care trece sub formă de flux în unitatea de timp (secundă), prin unitatea de suprafață (centimetru pătrat) a unui

strat gros de 1 cm, pentru o diferență de temperatură de 1°C, între partea superioară şi cea inferioară a stratului considerat (Dragomirescu, Enache, 1998). Conductivitatea calorică reprezintă deci, o mărime caracteristică fiecărui tip de sol. Deoarece în sol există apă şi aer, aceşti componenți vor modifica proprietățile termice ale solului. Influența exercitată va depinde de coeficienții calorici ai părților componente ale solului: coeficientul caloric al apei este K = 0,0013 cal/cm.s.grd, iar al aerului, K = 0,00005 cal/cm.s.grd. Coeficientul de conductivitate al particulelor solide variază între 0,001 şi 0,006 cal/cm.s.grd. În acest context, solurile cu un grad de umiditate redusă vor avea o conductivitate calorică mai mică, decât cele umede (tabelul 8).

Tabelul 8. Valorile coeficienților de conductivitate calorică după natura solului

Tipul de sol	Coeficientul de conductivitate calorică (cal/cm.s.grd.)
Sol nisipos	0.0028
Sol cu apă în pori	0.0042
Argilă	0.0044
Granit	0.0097
Gresie	0.0107

Sursa: Bacinschi, 1962

Capacitatea calorică este considerată cantitatea de căldură necesară pentru creşterea temperaturii unui corp cu un grad. Ea se exprimă prin noțiunea de *căldură specifică.* Atunci când reprezintă cantitatea de căldură necesară ridicării temperaturii cu 1ºC a unui gram de substanță poartă denumirea de *căldură specifică gravimetrică* sau *masică* (c), iar în cazul creşterii temperaturii unui centimetru cub dintr-un corp oarecare se numeşte *căldură specifică volumetrică* sau *volumică* (C). Între aceste două mărimi există relația:

$$C = c \cdot p$$

în care p este densitatea corpului (în cazul nostru a solului).

Această formulă este derivată din relația calorimetrică:

$Q = cm\ (t_1 - t_0)$, având în vedere legătura strânsă dintre masă, volum şi densitate.

Valoarea căldurii specifice gravimetrice este dată deci de raportul dintre C şi p.

Căldura specifică volumetrică a unui sol format din constituenţi solizi obişnuiţi şi lipsit în totalitate de apă a fost găsită în urma unor determinări repetate şi este cuprinsă între 0,4 şi 0,6 cal/cm^{3}grd. Pentru acelaşi sol şi în aceleaşi condiţii de umiditate, căldura specifică gravimetrică a fost egală cu 0,2-0,4 cal/g.grd.

Datorită faptului că în natură solul conţine, de cele mai multe ori, o anumită cantitate de aer şi apă, la determinarea căldurii specifice a solului trebuie să se ia în considerare şi valorile caracteristice ale acestora. Căldura specifică a aerului este de 0,0000306 cal/cm^{3}grd., iar a apei este de 1 cal/cm^{3}grd. (cea mai mare valoare), deci solurile uscate se încălzesc şi se răcesc mai repede în primii centimetri decât cele umede. Din aceeaşi cauză solurile nisipoase (care nu reţin apa) se încălzesc şi se răcesc mai rapid decât solurile argiloase (care păstrează apa un timp îndelungat).

Conductivitatea termică. Pentru o caracterizare mai bună a particularităţilor fizice ale solului trebuie să se ia în considerare şi conductivitatea termică. Coeficientul de conductivitate termică (λ) este exprimat prin relaţia:

$$\lambda = \frac{k}{c}$$

Coeficientul de conductivitate termică se exprimă în cm^2/s. Valoarea lui va fi mai mare în cazul aerului (0,16 cm^2/s) şi mai mică pentru apă (0,0013 cm^2/s). Aceste date explică de ce solurile complet uscate au o conductivitate termică mai mare, în comparaţie cu cele umede. Conductibilitatea termică este o proprietate esenţială a solurilor în precizarea propagării căldurii şi a variaţiilor temperaturii în adâncime.

Proprietăţile termice ale diferitelor tipuri de sol sunt influenţate în principal de umiditate şi gradul de afânare (porozitate sau conţinutul de aer). Relaţiile dintre aceşti factori şi însuşirile termice ale unui sol cernoziomic slab alcalin sunt prezentate în tabelele 9 şi 10.

Cunoaşterea acestor relaţii are o foarte mare importanţă în practica agricolă pentru crearea unor condiţii favorabile creşterii şi dezvoltării plantelor, prin aplicarea unor tehnologii de cultură (arături, discuiri, praşile mecanizate etc.), cât mai apropiate de cerinţele optime ale fiecărei specii în parte.

Tabelul 9. Relația dintre gradul de umectare şi proprietățile termofizice ale solului

Coeficientul de conductivitate calorică (cal/cm.s.grad)	Căldura specifică (cal/ cm^2/grad)	Gradul de umectare a solului
0,00065	0,340	2,0
0,00148	0,420	7,0
0,00253	0,630	20,5

Sursa: Stoica şi Cristea, 1971

Tabelul 10. Relația dintre porozitate şi proprietățile termofizice ale solului

Volumul de aer (%)	Dimensiunile particulelor de sol (mm)	Căldura specifică volumetrică (C)	Coeficientul de conductivitate calorică (k)
50,7	0,25	0,281	0,00048
57,0	0,25-1	0,245	0,00044
60,4	1-2	0,226	0,00040
62,6	2-3	0,213	0,00039
63,9	3-4	0,210	0,00038
64,7	4-5	0,206	0,00037

Sursa: Stoica şi Cristea, *1971*

Deoarece porozitatea şi structura fiecărui tip de sol variază în limite relativ restrânse, compoziția chimico-minerală este factorul principal care caracterizează fiecare tip de sol. Umiditatea reprezintă unul din factorii variabili care influențează considerabil asupra proprietăților termice ale solului. Dacă celelalte variabile influențează într-un procent foarte mic proprietățile termice ale solului, acestea suferă mari variații în funcție de gradul de umiditate al solului. Deci, pentru un anumit tip de sol, cercetarea regimului termic trebuie făcută numai luând în considerare conținutul de umiditate şi proprietățile hidrofizice ale acestuia (Apetroaei, 1983). În situația comparării proprietăților termice ale diferitelor categorii de sol este obligatoriu să se țină seama şi de rolul exercitat de porozitate şi de structura fiecărui tip de sol.

4.2.1.3. Macro şi microrelieful

Determină diferenţieri apreciabile ale temperaturii solului. În regiunile de câmpie temperatura la suprafaţa solului şi în adâncime este mai mare în comparaţie cu zonele de dealuri sau munte. Nu numai marile forme de relief influenţează temperatura solului, ci şi microrelieful. De exemplu, între suprafeţele plane şi crovurile din câmpii pot apărea diferenţe în regimul termic al solului. Chiar în cadrul arăturii unui teren, primăvara coama arăturii este în medie cu 1°-1,5°C mai caldă faţă de suprafaţa fără denivelări.

4.2.1.4. Covorul vegetal şi stratul de zăpadă

Au un efect considerabil asupra condiţiilor termice ale solului şi mai ales asupra fluctuaţiilor de temperatură ale acestuia. Vara, un sol acoperit cu o vegetaţie bine dezvoltată, care absoarbe o bună parte din energia solară, este mai rece la suprafaţă şi în primii centimetri, comparativ cu un sol dezgolit. Iarna, vegetaţia, mai ales cea forestieră, are un rol izolator, diminuând cantitatea de căldură pierdută de sol. Deci, un sol acoperit de vegetaţie este mai rece vara şi mai cald iarna. Cercetările efectuate în diferite platforme experimentale cultivate şi necultivate au demonstrat că variaţia zilnică a temperaturii solului la adâncimea de 10 cm este cu 2°-4°C mai redusă pe solul cultivat. De asemenea, mărimea variaţiilor zilnice este în funcţie şi de natura învelişului vegetal. Măsurătorile efectuate la Staţiunea agricolă experimentală Suceava în anul 1966 au evidenţiat diferenţe de până la 20°C, în zilele senine, între temperatura suprafeţei solului de sub culturile de păioase (grâu de toamnă) şi prăşitoare (porumb). Ebermayer (citat de Berbecel şi colab, 1970), încă din 1891 a studiat efectul vegetaţiei de pădure şi al ierbii asupra temperaturii solului (tabelul 11).

În condiţii de sol dezgolit, pătrunderea îngheţului este mai rapidă decât în solul protejat de vegetaţie (iarbă, frunze putrezite etc.) Dispariţia îngheţului se produce mai devreme la solurile protejate, deoarece adâncimea de îngheţ este mai mică, comparativ cu solul dezgolit.

Stratul de zăpadă are un rol protector asupra temperaturii solului şi în special asupra adâncimii de îngheţ, datorită conductivităţii reduse a acesteia. Iarna, diferenţele de temperatură dintre solurile acoperite şi cele neacoperite cu strat de zăpadă sunt de aproximativ 6°C, în favoarea primelor, mărimea acestora fiind condiţionată de grosimea stratului de zăpadă.

Tabelul 11. Temperatura solului (media pe 5 ani – München)

Anotimpul	Temperatura solului (°C) sub diferite specii vegetale			
	Fag (vârsta 8 ani)	Brad (vârsta 8 ani)	Iarbă	Teren dezgolit
Iarna	1,23	1,30	0,96	0,74
Primăvara	6,14	5,19	6,03	5,55
Vara	16,89	16,98	18,11	18,74
Toamna	10,31	10,31	10,20	9,80
Media (0-60 cm)	8,64	8,45	8,83	8,70
- între max. şi min. la:				
- suprafaţa solului	28,7	25,1	35,6	36,1
- adâncimea de 0-60 cm	21,12	20,20	23,58	24,9

Sursa: Ebermayer, citat de Berbecel şi colab., 1970

Influenţa stratului de zăpadă asupra regimului termic al solului este considerabilă, chiar la o grosime de 1 cm. La o grosime de 6 cm, răcirea solului se diminuează cu 4°C, iar la 19 cm variaţiile diurne sunt foarte slabe, producerea maximelor şi minimelor întârziind cu aproximativ 24 de ore.

4.2.1.5. Caracteristicile morfologice

Proprietăţile morfologice ale solurilor influenţează, de asemenea, foarte mult temperatura şi regimul termic. Între solurile deschise la culoare şi cele negre există o diferenţă medie de 4°C (tabelul 12).

Acest fapt a fost constatat încă din anul 1878 de către cercetătorii Schübler şi Wollny. Aprofundând problema, Baver, în 1966 (citat de Berbecel şi colab., 1970) a concluzionat că, în perioadele mai calde ale anului, solurile închise la culoare sunt mai calde şi cu variaţii zilnice accentuate. În cursul nopţii, pierderile de căldură sunt mai rapide la solurile închise la culoare, iar diferenţa de temperatură dintre solurile închise şi deschise la culoare se reduce cu creşterea adâncimii. Influenţa culorii asupra căldurii solului este mai pronunţată pe solurile uscate, care sunt mai calde decât cele umede.

Tabelul 12. Relația dintre tipul de sol, culoare şi temperatură

Tipul de sol	Temperatura solului (°C)		
	Culoare naturală	Suprafața albă	Suprafața neagră
Nisip cuarțos galben-gri	7,0	6,3	10,6
Nisip cuarțos gri	6,9	6,3	10,7
Argilă galbenă	6,7	5,8	9,7
Lut	6,9	5,7	9,6
Sol negru	7,3	5,8	10,6

Sursa: Schübler şi Wollny, în Berbecel şi colab., 1970

4.2.2. ***Temperatura suprafeței solului***

Factorul principal al încălzirii suprafeței terestre este energia solară. Pentru înțelegerea mecanismelor de încălzire (ziua) şi de răcire (noaptea) a suprafeței solului este necesar să se cunoască bilanțul caloric diurn şi nocturn în timpul a 24 de ore.

4.2.2.1. Bilanțul caloric diurn

Este notat cu B_1 şi reprezintă o rezultantă a diferitelor categorii de energie folosită în procesele de încălzire, radiație, evaporare etc., conform relației:

$B_1 = S – R – E – V - T_c - F_I$,

în care:

S - intensitatea energiei radiante ajunsă la suprafața Pământului;

R - intensitatea energiei radiante reflectată de suprafața solului;

E - intensitatea energiei radiante emisă de suprafața solului;

V - intensitatea energiei radiante transformată în căldură şi consumată în procesul evaporării;

T_c - energia calorică cedată straturilor de aer vecine suprafeței terestre şi care determină procesele de turbulență şi convecție;

F_i - fluxul caloric îndreptat de la suprafața terestră către straturile inferioare ale Pământului.

Deci bilanțul caloric diurn este energia calorică rămasă disponibilă, care va fi folosită pentru încălzirea suprafeței terestre în cursul zilei (fig. 17).

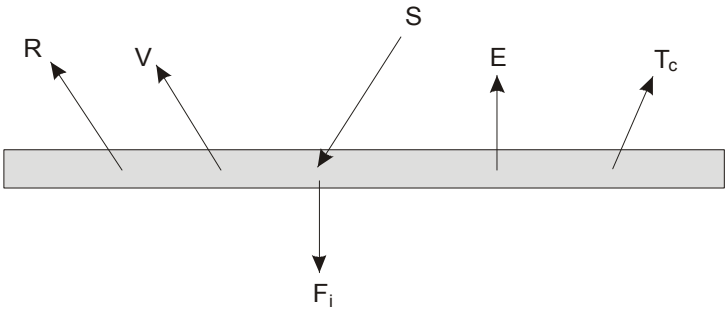


Fig.17. Componentele bilanțului caloric diurn al suprafeței solului
Sursa: Stoica şi Cristea, 1971

4.2.2.2. Bilanțul caloric nocturn

Reprezintă totalitatea fenomenelor calorice care se produc la suprafața Pământului în timpul nopții, conform relației:

$B_2 = - E' + T_c + V' + F'_I$

Suprafața terestră răcindu-se, fluxurile de căldură au noaptea o orientare total diferită de cea din timpul zilei. În procesul de răcire al suprafeței terestre determinantă este radiația nocturnă (-E). În figura 18 sunt prezentate elementele bilanțului radiativ nocturn al suprafeței terestre, în care V' reprezintă cantitatea de căldură care rezultă din procesul de condensare; T_c este fluxul de căldură din aer rezultat în urma schimbului turbulent. Celelalte elemente sunt deja cunoscute din formula bilanțului caloric diurn.

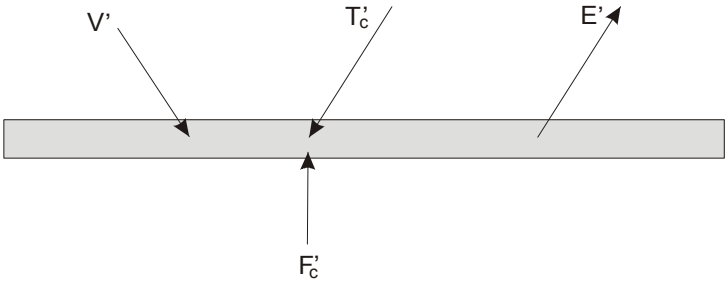


Fig. 18. Componentele bilanțului caloric nocturn al suprafeței solului
Sursa: Stoica şi Cristea, 1971

Deci, bilanțul caloric în 24 de ore poate fi reprezentat prin formula:

$$Q = B_1 - B_2$$

Dacă se înlocuiesc elementele cuprinse în relațiile anterioare se obține următoarea formulă:

$$Q = S - R - E - V - T_c - F_{i+} E' - T_c - V' - F'_I$$

Din ultima relație rezultă cantitatea de căldură care va determina evoluția temperaturii la suprafața solului. *Bilanțul caloric total* (Q) reprezintă deci cantitatea de căldură disponibilă la un moment dat la suprafața solului şi care contribuie la încălzirea sau răcirea acesteia.

Bilanțul caloric analizat mai sus oferă o imagine cuprinzătoare asupra oscilațiilor temperaturii suprafeței solului. Această variație se poate exprima prin relația:

$$Q = m \cdot c\ (t-t_0)$$

Bilanțul caloric este direct proporțional cu:
m = masa corpului;
c = căldura lui specifică;
$t-t_0$ = variația temperaturii (Δt).
Dacă m = 1, $Q = c\ \Delta\ t$, iar:

$$\Delta t = \frac{\Delta Q}{c}$$

Această formulă este foarte importantă deoarece cu ajutorul ei se fac aprecieri asupra variației temperaturii unui corp oarecare. În cazul solului, variația temperaturii va fi pozitivă la un bilanț caloric pozitiv, deci temperatura suprafeței solului va creşte dacă va primi mai multă căldură decât cedează. De asemenea, aceasta este influențată de căldura specifică a solului. La o valoare mare a acesteia (în cazul solului umed), variația temperaturii la suprafața solului se va micşora.

Temperatura suprafeței solului prezintă două tipuri de variație: *periodice* (regulate) şi *neperiodice* (accidentale). Variațiile periodice sunt de două feluri: *diurne* şi *anuale*. Cele neperiodice sunt datorate modificării de la o zi la alta a elementelor meteorologice care alcătuiesc aspectul vremii. Ele sunt studiate în cadrul Agrometeorologiei.

4.2 2.3. Variația diurnă a temperaturii suprafeței solului

În timp de 24 de ore temperatura suprafeței solului prezintă o valoare *minimă* (dimineața, înainte de răsăritul Soarelui) şi una *maximă* (la aproximativ o oră după trecerea Soarelui la meridianului locului de observație).

Diferența dintre temperatura maximă şi cea minimă se numeşte amplitudine diurnă şi reprezintă o mărime caracteristică, cu ajutorul căreia se pot evidenția particularitățile regimului termic, în funcție de natura şi starea fizică a solului (tabelul 13).

Tabelul 13. Amplitudinea termică diurnă a diferitelor soluri comparativ cu a aerului

Tipul de sol	Amplitudinea diurnă (°C)	
	sol	aer
Granit	20.3	13.1
Turbă	21.4	
Nisip	34.5	

Evoluția diurnă a temperaturii suprafeței solului este analoagă cu cea a temperaturii aerului numai în privința aspectului regulat al oscilației. Valoarea amplitudinii diurne a temperaturii solului este mult mai mare decât a temperaturii aerului (măsurată în adăpostul meteorologic) şi se accentuează în perioada caldă a anului. Momentele producerii valorilor extreme nu coincid între ele; în cazul temperaturii aerului minima şi maxima se produc cu o oarecare întârziere datorită propagării căldurii de la suprafața solului către straturile inferioare ale atmosferei, până la nivelul termometrului din adăpost.

Variația diurnă a temperaturii suprafeței solului comparativ cu temperatura aerului este prezentată în figura 19.

Temperatura de la suprafața solului depinde de: *proprietățile fizico-chimice* ale solului, *gradul de umiditate*, *tasarea sau afânarea* solului, *culoarea* şi *gradul de acoperire cu vegetație* sau *zăpadă*. Din aceste considerente amplitudinea diurnă a temperaturii de la suprafața solului are diferite valori. Astfel, în cazul unui sol umed ea este mai mică decât în cazul unui sol uscat cu aceeaşi structură fizică. Pentru un sol tasat amplitudinea va fi mai mare în comparație cu cea a solului afânat, datorită conductibilității calorice reduse a aerului aflat sau nu între particulele de sol. Culoarea solului influențează şi ea valoarea

amplitudinii diurne, care poate atinge diferenţe de 4-5ºC între solurile închise şi cele deschise la culoare, cunoscându-se că solul închis se încălzeşte mai intens decât cel deschis, care are albedo-ul mai ridicat.

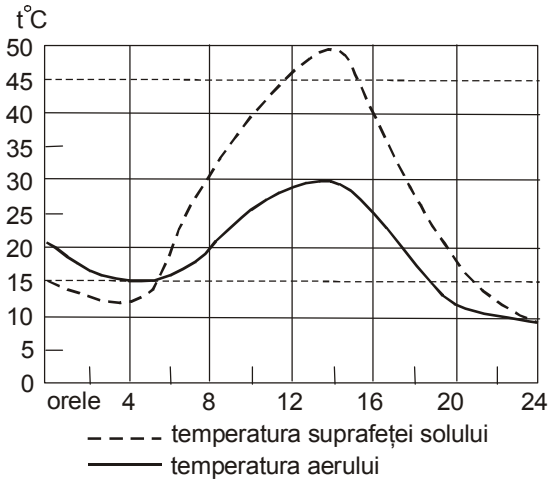


Fig. 19. Variaţia diurnă a temperaturii suprafeţei solului comparativ cu a aerului la staţia Bucureşti, în 8 iulie, 1956.

Suprafaţa solului, în lipsa stratului vegetal protector se încălzeşte puternic vara pe timp senin şi calm, atingând frecvent 60°-70°C la ora 14. Observaţiile efectuate la Perişoru (Ianca) în Câmpia Bărăganului în vara anului 1956 au arătat că, în aceleaşi condiţii de timp şi pe acelaşi tip de sol, valoarea maximă în luna iulie a atins 63,4°C pe un sol dezgolit şi numai 49°C pe un sol înierbat. Aceste diferenţe sunt determinate de existenţa covorului vegetal aflat în diferite faze de creştere şi dezvoltare, care ecranează energia radiantă, micşorând şi atenuând variaţiile zilnice ale temperaturii suprafeţei solului, dar şi ale straturilor mai adânci (tabelul 14).

Iarba micşorează amplitudinea diurnă cu 3°-4°C, pădurea cu 5°-6°C, iar un strat de zăpadă cu grosimea de 4-5 cm creează o diferenţă de 4°-6°C. Având în vedere toţi factorii de care depinde temperatura de la suprafaţa solului, amplitudinea diurnă apare ca o mărime ce poate oscila între limite foarte largi, de la 0°C în zonele polare până la 80°C în deşerturile tropicale.

Tabelul 14. Amplitudinea diurnă a temperaturii solului la suprafață în funcție de gradul de acoperire cu vegetație

Felul acoperirii solului	Amplitudinea (°C)
dezgolit	51,4
înierbat	36,1
cultivat cu porumb	37,9

4.2.2.4. Variația anuală a temperaturii suprafeței solului

În afara variațiilor zilnice periodice, temperatura solului prezintă şi variații anotimpuale şi anuale mult mai mari. Cauza principală a acestora este intensitatea radiației solare primite în funcție de latitudinea locului respectiv. Din datele medii lunare rezultă că, la latitudinile mijlocii cu climat continental, temperatura suprafeței solului prezintă un maximum în luna iulie şi un minimum în luna ianuarie. Către latitudinile polare apare un decalaj de aproximativ o lună în producerea extremelor termice, maximul producându-se în august, iar minimul în februarie. La latitudinile tropicale şi ecuatoriale nu apar oscilațiile care caracterizează latitudinile geografice unde anotimpurile sunt bine delimitate. Regimul anual al temperaturii este perturbat doar de apariția perioadelor ploioase, în special din zonele musonice.

Alte cauze ale variației anuale a temperaturii suprafeței solului sunt: *covorul vegetal*, *stratul de zăpadă* şi *factori locali de natură orografică*. Comparativ cu evoluția anuală a temperaturii aerului, cea a suprafeței solului prezintă valori medii mult mai mari. În cazul unei vegetații forestiere, temperatura straturilor superficiale ale solului, în timpul verii este mai coborâtă decât în câmp deschis (diferență de până la 8°C într-o pădure de stejar) şi mai ridicată iarna (Bacinschi, 1962).

4.2.3. ***Temperaturile extreme de la suprafața solului***

Temperaturile minime absolute pe suprafața solului lipsit de vegetație sunt mai mici cu 1°-3°C, decât ale aerului. În tipul nopților de iarnă, cu geruri puternice şi în anotimpurile de tranziție, în cazul advecțiilor maselor de aer rece sau a intensificării proceselor radiative, temperaturile de la suprafața solului fără strat de zăpadă pot atinge valori de risc pentru culturile ce iernează sau pentru cele aflate în primele faze de vegetație (înghețuri târzii de primăvară) sau ultimele faze de vegetație (înghețuri timpurii de toamnă) (Povară, 2000).

Tabelul 15. Temperatura maximă pe suprafața solului (28 iulie 1992)

Stația meteorologică	Tipul de sol	Temperatura (°C)
Chișineu Criș	Cernoziom puternic levigat	54
Vânju Mare	lăcoviște	65
Băilești	cernoziom freatic umed	64
Râmnicu Vâlcea	aluvial brun cenușiu	53
Slatina	aluvial	49
Popești	podzol pseudogleizat	50
Videle	brun roșcat de pădure	57
Grivița	cernoziom ciocolatiu	55
Valu lui Traian	cernoziom castaniu	47
Bârlad	cernoziom cambic	56
Botoșani	brun iluvial luto-nisipos	58
Târgu Secuiesc	cernoziomoid levigat tipic-lutos	51

În cursul verii, în condiții de timp senin şi cu insolație puternică, suprafața solului dezgolit se încălzeşte foarte mult, maximele termice ajungând la valori foarte ridicate (50°-70°C), comparativ cu cele din aer. În tabelul 15 sunt prezentate temperaturile maxime ale suprafeței solului în data de 28 iulie 1992, la câteva stații meteorologice, cu tipuri diferite de sol. Valorile cele mai mari (peste 60°C) s-au înregistrat în partea sudică a teritoriului României, unde temperaturile maxime ale aerului au oscilat între 32°C şi 34°C. În situația creşterii temperaturii aerului la valori deosebit de mari pentru teritoriul țării noastre (37°…42°C), la suprafața solului temperatura maximă poate atinge şi depăşi 70°C (ex. în anii 1993 şi 2000). În afară de insolație şi temperatura aerului, pe solul dezgolit un rol important îl are şi tipul de sol.

În afara variațiilor periodice ale temperaturii solului la suprafață se mai produc şi variații neperiodice determinate de evoluția diferită a unor parametri meteorologici: ploaie, zăpadă, vânt etc., monitorizate permanent în activitatea agrometeorologică operativă.

4.2.4. *Variația temperaturii solului în adâncime*

Căldura înmagazinată la suprafața solului datorită radiației solare este propagată către straturile din adâncime prin conductibilitatea calorică specifică fiecărui tip de sol. Acest proces are loc în conformitate cu legile generale de propagare a căldurii într-un sol presupus omogen în adâncime. În această privință, Ciulache, în 1985, a descris 4 legi, iar Dragomirescu şi Enache, în 1998, au suplimentat numărul acestora cu legea referitoare la întârzierea producerii maximului şi minimului de temperatură pentru

oscilații termice cu perioade diferite (ex. un an), care are loc în același raport la adâncimi direct proporționale cu rădăcina pătrată a perioadei respective. După acești ultimi autori, prima lege se referă la perioada de oscilație a temperaturii, următoarele două la variația amplitudinii termice, iar ultimele două la întârzierea producerii maximelor și minimelor de temperatură. Din aceste legi trebuie reținut faptul că propagarea căldurii de la suprafață către adâncime necesită o anumită perioadă de timp, astfel că extremele termice se produc cu un decalaj temporal, comparativ cu cele de la suprafață, a cărui valoare depinde de adâncimea la care se efectuează observația.

Amplitudinea variațiilor zilnice și anuale ale temperaturii solului scade proporțional cu adâncimea, iar momentul producerii maximei și minimei este mult întârziat pe măsura creșterii adâncimii. Temperatura solului suferă modificări (oscilații termice) până la o anumită adâncime, după care ea se menține constantă (stratul de izotermie), unde amplitudinea variațiilor anuale se anulează. Stratul de izotermie mai este cunoscut și sub denumirea de strat cu temperatură anuală constantă, sau strat invariabil (Dissescu și colab., 1971).

Stratul de izotermie se află la adâncimi variabile pe suprafața globului, dar și regional și local, în funcție de o serie de factori care determină propagarea căldurii în sol. La latitudinile tropicale acesta se găsește la aproximativ 6-8 m, în cele temperate la 20 m, iar în ținuturile polare la 25 m. După acest strat de izotermie, temperatura solului în straturile profunde crește cu adâncimea, datorită căldurii interne a Pământului, conform *gradientului geotermic*[18]. Acesta are o valoare medie de 3,3°C/100 m. Adâncimea pentru care temperatura crește cu 1°C reprezintă *treapta geotermică,* a cărei valoare medie este de 33 m/grad. Limitele de variație sunt între 20 și 40 m, în funcție de particularitățile locale. Ținând cont de aceste două constante geotermice, temperatura în centrul planetei Terra ar fi de 3000-4000°C.

4.2.4.1. Distribuția pe verticală a temperaturii solului

În timpul unui an există două tipuri de propagare a căldurii în sol: *tipul de insolație* și *tipul de radiație*.

Tipul de insolație se caracterizează printr-o descreștere treptată a temperaturii până la stratul de izotermie. Este specific ținuturilor tropicale, unde se observă în tot cursul anului. În zonele temperate și reci apare numai în anotimpul de vară, în zilele senine cu insolație puternică. Factorii locali (vegetația, precipitațiile etc.) pot perturba acest tip de distribuție a temperaturii în sol.

[18] Valoarea cu care temperatura crește la fiecare sută de metri.

Tipul de radiație aparține latitudinilor înalte şi perioadei de iarnă de la latitudinile mijlocii şi se caracterizează prin creşterea temperaturii de la suprafață către interiorul solului. În anotimpurile de tranziție, primăvara, un strat rece este situat între două straturi mai calde, iar toamna, un strat cald este amplasat între două straturi mai reci.

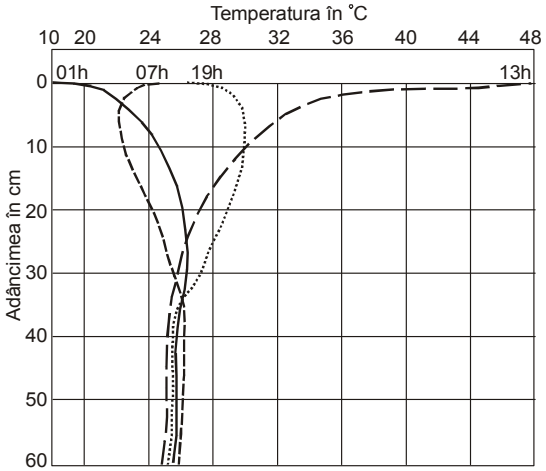


Fig. 20. Reprezentarea variației temperaturii lunare a solului în adâncime prin metoda curbelor tautocrone

Pentru reprezentarea grafică a variației diurne şi anuale a temperaturii solului cu adâncimea se folosesc două metode: *curbele tautocrone* (variația temperaturii cu adâncimea, la diferite momente) în care sunt evidențiate parțial legile de propagare a căldurii în sol (Ciulache, 2002) şi *izopleta,* care în cazul acesta poartă numele de *geotermoizopletă* sau *geoizotermă* (variația temperaturii concomitent în timp şi adâncime). Prima metodă reprezintă variația temperaturii cu adâncimea la diferite momente din cursul unei zile sau pentru diferite intervale de timp, în valori medii zilnice orare sau lunare. Pe ordonată este trecută adâncimea, iar pe abscisă temperatura. În acest fel se obține un număr de curbe corespunzător momentelor sau intervalelor luate în considerare. A doua metodă foloseşte aceleaşi tipuri de valori, numai că pe abscisă este trecut timpul (ora sau luna). Pe rețeaua de coordonate astfel obținută se înscriu temperaturile respective, după care se unesc cele cu aceeaşi valoare (izolinii).

În figurile 20 şi 21 este reprezentată prin aceste două metode variaţia temperaturii solului la diferite adâncimi la staţiile meteorologice Fundulea şi Bucureşti Filaret.

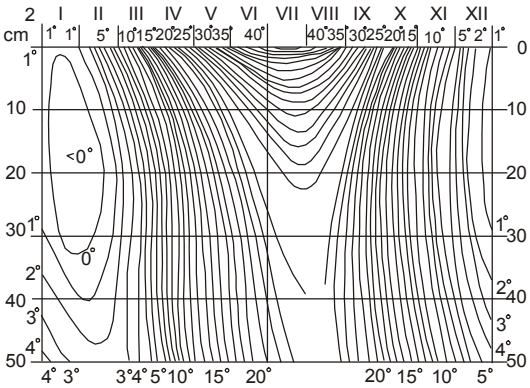


Fig. 21. Reprezentarea temperaturii solului în adâncime prin metoda geotermoizopletei

4.2.5. ***Îngheţul solului***

Îngheţul solului este un fenomen fizic complex, care depinde de mai mulţi factori ce acţionează individual sau în ansamblu: *temperatura aerului, umiditatea solului, stratul vegetal şi de zăpadă, natura şi relieful solului, modul de expunere a pantelor, profilul termic al solului anterior perioadei de îngheţ* etc.

Adâncimea până la care solul îngheaţă depinde de următorii factori: *durata şi intensitatea gerurilor din iarnă, gradul de umiditate al solului, prezenţa şi tipul de vegetaţie, grosimea stratului de zăpadă.*

Regimul de îngheţ al solului este strâns legat şi de particularităţile locale ale reliefului şi de microclimat, care determină o variaţie considerabilă în limitele unor spaţii restrânse.

În regiunile cu ierni lungi şi geroase, solul îngheaţă până la adâncimi de 1-1,5 m, iar în cele cu climat blând, îngheţul este superficial sau inexistent.

Solurile umede îngheaţă mai puţin decât cele uscate, deoarece căldura latentă provenită prin îngheţarea apei întârzie propagarea îngheţului în adâncime.

În solurile nisipoase adâncimea de îngheț este mai mare decât în cele argiloase, care au o conductivitate calorică mai bună.

Mlaştinile şi solurile mlăştinoase îngheață cel mai puțin.

În cazul solurilor din pădure adâncimea de îngheț este mult mai mică decât în câmp deschis, din cauza rolului protector al vegetației şi stabilității stratului de zăpadă din timpul iernii. Cu cât grosimea stratului de zăpadă este mai mare cu atât mai puțin pătrunde înghețul în sol.

Cunoaşterea fenomenului de îngheț al solului este foarte importantă, deoarece influențează starea fizică a solului, starea de vegetație a plantelor prin gradul lor de asigurare cu apă. Prin dezghețarea superficială a solului la începutul primăverii şi menținerea în straturile mai profunde a înghețului, plantele nu se pot aproviziona cu apă prin sistemul radicular, apărând astfel fenomenul de *secetă fiziologică*, foarte dăunătoare la începutul vegetației. De asemenea, prin înghețuri şi dezghețuri repetate ale solului, plantele pot fi dezrădăcinate, fenomenul purtând denumirea de „*descălțarea culturilor"*, foarte periculos, deoarece provoacă moartea plantelor.

La latitudinile polare solul rămâne înghețat în tot timpul anului, vara stratul dezghețat fiind doar superficial. În aceste ținuturi înghețul solului este veşnic. Fenomenul este cunoscut sub denumirea de *permafrost*. Este specific în nordul Canadei, Alaska, Antarctica, insulele Oceanului Înghețat de Nord, Siberia şi Extremul Orient.

În România adâncimea maximă de îngheț a solului în regiunile agricole nu depăşeşte 90 cm (tabelul 16).

Tabelul 16. Adâncimea maximă de îngheț în zone preponderent agricole din România

Stația meteorologică	Adâncimea de îngheț (cm)	Stația meteorologică	Adâncimea de îngheț (cm)
Oradea	70	Odobeşti	80
Săcuieni	70	Roman	**90**
Timişoara	**60**	Iaşi	80
Băileşti	70	Bârlad	85
Drăgăşani	75	Fălticeni	**90**
Piteşti	**60**	Câmpia Turzii	85
Roşiori de Vede	70	Cluj	80
Grivița	70	Bistrița	80
Valu lui Traian	65	Făgăraş	80

4.3.**Temperatura apei**

Peste 70% din suprafaţa Pământului (mai mult de 360 milioane de km^2) aparţine întinderilor mari de ape (oceane, mări, lacuri). Deoarece radiaţia solară este transformată în energie calorică şi, la nivelul acestei suprafeţe active, ea are un rol foarte important în procesele calorice care se produc în atmosferă, dar şi la nivelul terestru.

Suprafaţa apei, ca şi a uscatului, are toate proprietăţile unei suprafeţe active, adică transformă energia radiantă solară în energie calorică, transmite această căldură către straturile adânci, reflectă o parte din radiaţiile solare în atmosferă şi încălzeşte aerul din imediata apropiere a întinderilor acvatice

4.3.1. **Regimul termic al marilor suprafeţe de apă**

Apa prezintă un regim termic total diferit de cel al solului datorită proprietăţilor ei termice caracteristice:

- *căldura specifică de două-trei ori mai mare decât a solului*;
- *gradul mare de transparenţă*;
- *mobilitatea mare*;
- *turbulenţa*.

Propagarea căldurii în apă. În funcţie de proprietăţile fizice ale apei, propagarea căldurii se face în mod diferit de cea din sol. Oscilaţiile termice la suprafaţa apei sunt mult reduse, deoarece încălzirea şi răcirea apei se produc mai lent datorită căldurii specifice mari a apei, la care intervine şi procesul de evaporare prin care se consumă căldură.

Transparenţa apei permite radiaţiilor solare cu lungimi de undă cuprinse între 0,2-0,6 λ să pătrundă până la aproximativ 100 m, determinând încălzirea straturilor respective. În adâncime pătrund radiaţiile cu lungimi de undă scurte (albastre, albastre-verzi), care au putere calorică foarte redusă.

Mobilitatea mare a apei prin mişcările turbulente provoacă amestecul straturilor de apă şi transmiterea către adâncime a căldurii înmagazinată la suprafaţă prin intermediul valurilor, curenţilor lacustri, marini şi oceanici. Astfel se realizează omogenizarea temperaturii şi oscilaţiile slabe pe verticală. Procesul de propagare a căldurii în adâncime este facilitat şi de concentrarea prin evaporare a

apelor sărate la suprafață, care fiind mai dense transportă în acelaşi timp şi căldura spre straturile inferioare.

Curenții şi starea de turbulență de la suprafața întinderilor de apă sunt factorii determinanți în propagarea căldurii în direcție verticală. Căldura transmisă prin turbulență este mai mare cu 1000 până la 10 000 de ori decât căldura transmisă prin conductivitate.

În apele sărate, prin evaporare, concentrația substanțelor dizolvate creşte, determinând în acelaşi timp şi creşterea densității straturilor superficiale. Ziua se produc curenți de la suprafață către adâncime, care transportă apele mai calde către straturile mai adânci. Noaptea fenomenul este invers: prin răcire straturile superficiale devin mai grele şi coboară, deoarece scade temperatura din adâncime. Acest mod de propagare a căldurii pe verticală se numeşte *proces convectiv* sau *de transport*.

Convecția termică din timpul toamnei este activă până în momentul în care toate straturile ating aceeaşi temperatură. Din acest moment, stratul superior al apei continuă să se răcească până la punctul de îngheț. Din acest motiv răcirea şi înghețarea apei este mult întârziată de convecția termică. Temperatura de maximă densitate şi de îngheț a apei mărilor şi oceanelor este în funcție de gradul de salinitate al apei (tabelul 17). Se observă că temperatura de îngheț a apei sărate este sub 0°C şi devine cu atât mai scăzută cu cât salinitatea creşte. Acelaşi fenomen se întâmplă şi în cazul temperaturii densității maxime. La o salinitate de 25%, temperatura densității maxime şi de îngheț sunt egale . Sub acest prag de salinitate temperatura densității maxime este mai ridicată decât cea de îngheț, iar apa de mare se comportă ca şi cea dulce, până în momentul atingerii temperaturii densității maxime. După atingerea acestei temperaturi convecția încetează, apa se răceşte progresiv şi apare gheața la suprafață. La o salinitate peste 25%, răcirea stratului superior până la atingerea punctului de îngheț determină creşterea densității apei şi întreținerea unei convecții până în momentul înghețării, proces care poartă numele de *convecție termohalină*. Datorită ei, apa de mare cu o salinitate mai mare de 25% îngheață mai încet. Temperatura medie de îngheț a apei de mare este de -2°C, la o salinitate medie de 35%.

Tabelul 17. Variația temperaturii de maximă densitate şi a celei de îngheț în raport cu gradul de salinitate

Salinitatea (%)	Temperatura maximei densități (°C)	Temperatura de îngheț (°C)
0	4,0	0,0
10	1,9	-0,5
20	-0,3	-1,1
25	-1,3	-1,3
30	-2,5	-1,6
35	-3,5	-1,9

În apele dulci, propagarea căldurii pe această cale nu se poate realiza în timpul zilei, deoarece straturile mai calde rămân la suprafață. Transportul apei mai calde de la suprafață către adâncime se produce numai în situația în care temperatura apei scade sub 4°C (când densitatea este maximă).

Amestecul turbulent (de origine termică sau dinamică) *este factorul cel mai important pentru propagarea căldurii între straturile de apă,* deoarece valoarea neînsemnată a conductivității calorice a apei poate contribui într-o măsură foarte redusă la transmiterea căldurii în adâncime. Din aceste considerente, stratul activ cu variații importante de temperatură atât diurne, cât şi anuale, are o grosime mult mai mare decât în cazul uscatului. Transportul de căldură prin turbulență poate fi exprimat prin relații asemănătoare celor folosite în cazul propagării căldurii în sol. În cazul apei, cantitatea oarecare de căldură (Q) care se numeşte *flux caloric* şi trece prin unitatea de suprafață (cm^2) în unitatea de timp (s) se exprimă prin relația:

$$Q = -Ac\frac{dT}{dz}$$

în care: A – coeficientul de schimb caloric;
c - căldura specifică a apei;
dT/dz – gradientul termic vertical.

Produsul Ac poartă denumirea de coeficient de conductivitate termică prin turbulență şi depăşeşte ca valoare de câteva mii de ori coeficientul de conductivitate calorică moleculară al apei, care oscilează în jurul valorii de 0,00125 cal/cm s.grd. S-a dovedit în mod

practic că, în cazul propagării căldurii în apă, amplitudinea oscilațiilor termice dispare la o adâncime de 16 ori mai mare decât în cazul solului, adică la aproximativ 300 m, pentru oscilațiile cu perioadă anuală (Stoica, Cristea, 1971).

4.3.2. *Variațiile temperaturii apei*

Datorită căldurii specifice mari, variațiile de temperatură ale apei se produc mai lent, comparativ cu solul şi sunt invers proporționale cu valoarea căldurii specifice a mediului respectiv.

Evoluția diurnă a temperaturii suprafeței apei este caracterizată printr-o oscilație simplă, valoarea minimă se produce la 2-3 ore după răsăritul Soarelui, iar cea maximă între orele 15-16. Amplitudinea acestor oscilații scade o dată cu depărtarea de uscat. Astfel, pe lacuri şi mări închise, situate la latitudinile temperate, amplitudinea oscilațiilor diurne este de 3°-6°C. În largul oceanelor, valoarea amplitudinii depinde şi de latitudinea geografică, în sensul că se observă o descreştere a amplitudinii o dată cu creşterea latitudinii (tabelul 18).

Tabelul 18. Variația latitudinală a amplitudinii termice diurne

Latitudinea geografică	Amplitudinea termică (ºC)
Tropicală	0,5
Subtropicală şi temperată	0,3-0,4
Subpolară şi polară	0,1

De la suprafața apei, variațiile diurne ale temperaturii se propagă până la aproximativ 20 de metri adâncime, unde nu mai sunt observabile.

Variația anuală a temperaturii suprafețelor mari de ape prezintă, la fel ca şi cea diurnă, o oscilație simplă, cu o valoare maximă şi una minimă. În emisfera nordică, la latitudinile temperate şi polare, valoarea maximă a temperaturii se observă în lunile august-septembrie, iar cea minimă în februarie-martie. În emisfera sudică situația este inversă: valoarea maximă se înregistrează în lunile februarie-martie, iar cea minimă în august-septembrie.

Amplitudinea oscilațiilor anuale depinde în principal de clima regiunii geografice şi, în al doilea rând, de depărtarea de continent.

La suprafața oceanelor, amplitudinea anuală a temperaturii este de 2°-4°C la latitudinile tropicale şi creşte până la 6°-8°C la cele temperate, după care scade din nou spre poli (tabelul 19).

Tabelul 19. Variația latitudinală a amplitudinii termice anuale

Latitudinea (°)	0	20	40	50	70	80
Amplitudinea (°C)	2,3	3,6	7,5	4,7	3,0	2,0

În mările închise, înconjurate de mari suprafețe continentale, amplitudinea anuală a temperaturii la suprafața lor este mult mai mare. De exemplu, Marea Baltică prezintă o amplitudine anuală de 17°C în partea sudică şi 12°C în cea nordică; în Marea Neagră această valoare oscilează între 24° şi 26°C.

În apele dulci, în timpul iernii, straturile inferioare au o temperatură de 4°C. Amplitudinea anuală a variațiilor de temperatură la suprafața lacurilor sau mărilor închise are limite mai largi de variație (16°-20°C).

Momentul producerii valorilor extreme este decalat pe măsura creşterii adâncimii: la 60 m, întârzierea este de aproximativ o lună. Distribuția anuală a temperaturii la suprafața oceanelor şi în adâncime este influențată şi de curenții marini. De asemenea, curenții marini şi oceanici influențează şi evoluția anuală a temperaturii la suprafața mărilor şi oceanelor, ca şi în adâncime.

4.3.3. ***Temperatura marilor suprafețe de apă în diferite zone geografice***

Temperatura de la suprafața oceanelor descreşte o dată cu creşterea latitudinii, de la 26°C la tropice până la 0°C în bazinul arctic. Temperatura medie anuală a apei la suprafața oceanelor este considerată egală cu 17,4°C. Cele mai ridicate valori s-au înregistrat în zona Insulelor Solomon din Oceanul Pacific (32°C) şi în Golful Persic (35,6°C), iar cele mai scăzute (-2°…-3°C) în Oceanul Arctic (Pop, 1988).

În adâncime, temperatura înregistrează o scădere până la 600 m, în ambele emisfere ale Pământului. La adâncimi peste 2 km, temperatura apei este aceeaşi (2°C) la toate latitudinile.

Pentru apele dulci (lacuri, râuri), temperatura scade de la suprafață către adâncime, până atinge valoarea de 4°C. Pe apele curgătoare mersul diurn al temperaturii este mascat din cauza turbulenței dinamice. O dată cu scăderea temperaturii aerului toamna, la suprafața acestor ape temperatura rămâne mai ridicată decât cea a aerului. Totodată se produce omogenizarea termică până la atingerea temperaturii de 4°C, după care temperatura apei

creşte de la suprafaţă către adâncime. Menţinerea temperaturii aerului la valori negative (-3°…-4°C) o perioadă îndelungată, determină coborârea temperaturii suprafeţei apei la 0°C, după care se produce îngheţul. Fenomenul de îngheţ în apele curgătoare mai depinde şi de panta de scurgere, viteza curentului, particularităţile morfologice ale malurilor, nivelul, debitul, direcţia şi viteza vântului faţă de albia râului etc. De exemplu, Dunărea îngheaţă când temperatura aerului ajunge la valoarea de 10°C, cu condiţia ca aceasta să dureze aproximativ 7-8 zile consecutiv.

4.4. **Circuitul caloric în sol şi în apă**

În sol şi în apă se produce un circuit caloric diurn şi anual.

4.4.1. ***Circuitul caloric diurn***

Circuitul căldurii în 24 de ore sau zilnic reprezintă cantitatea de căldură care se propagă ziua în interiorul celor două suprafeţe active (sol şi apă) printr-un centimetru pătrat şi cantitatea de căldură cedată în timpul nopţii de cele două medii naturale.

4.4.2. ***Circuitul caloric anual***

Este dat de cantitatea de căldură acumulată în timpul perioadei calde şi de cea cedată atmosferei în anotimpul rece. Vara, marea absoarbe cea mai mare cantitate de căldură primită la suprafaţă, iar iarna cedează atmosferei o mare cantitate de căldură.

Măsurătorile efectuate au demonstrat că în apă, circulaţia căldurii este mult mai accentuată decât în sol. Cea mai mare parte a cantităţii de căldură provenită din radiaţia solară este redată atmosferei de către suprafaţa solului, a zăpezii şi a gheţii. În straturile din adâncime ale celor două medii pătrunde o parte nesemnificativă din cantitatea de căldură iniţială

Deoarece procesul de propagare pe verticală a căldurii în mediul acvatic este mult mai intens, aproape întreaga cantitate de căldură provenită din transformarea radiaţiei solare este transmisă straturilor mai adânci. În timpul răcirii prin radiaţie a suprafeţei apei, aproape întreaga cantitate de căldură cedată este înlocuită prin căldura provenită din straturile inferioare. În acest mod se apreciază că circulaţia anuală a căldurii în apă este de 20-25 ori mai intensă decât în sol.

Dacă se consideră cantitatea de căldură primită sub formă de radiație solară de către suprafața solului egală cu 100%, în cazul unui nisip, 43% din această cantitate este cedată pentru încălzirea aerului, iar 57% pătrunde în adâncime. Din aceeaşi cantitate de 100%, apa oceanelor cedează atmosferei doar 0,4%, restul de 99,6% sunt transmise prin turbulență şi convecție în straturile mai adânci.

Pentru lacurile cu suprafață mare, cantitatea de căldură care intră în acest circuit în timpul a 24 de ore este evaluată la 4500 kcal/m^2, iar în cazul Mării Negre, în circuitul anual intră aproximativ 480 000 kcal/m^2. Marea Baltică cedează atmosferei din august până în noiembrie 137 000 kcal/m^2, iar în anotimpul rece încă 385 000 kcal/m^2 (Pop, 1988).

În concluzie, vara marea absoarbe cea mai mare cantitate de căldură primită la suprafață, iar iarna cedează atmosferei o mare cantitate de căldură. Acest fapt constituie *principala deosebire dintre climatul marin şi cel continental, vizibil la toate latitudinile geografice.*

5. **TEMPERATURA AERULUI**

5.1. **Încălzirea şi răcirea aerului**

Sursa principală de încălzire a aerului o constituie suprafaţa terestră (uscat şi apă) unde o parte din radiaţia solară este reflectată, iar alta absorbită, transformată în radiaţie calorică şi transmisă ascendent aerului şi descendent solului. Aerul se încălzeşte totdeauna de jos în sus, deoarece radiaţia solară ce trece prin atmosferă contribuie foarte puţin la încălzirea aerului troposferic.

5.1.1. ***Modalităţile de transmitere a căldurii în aer***

Transmiterea căldurii de la suprafaţa activă subiacentă în atmosferă şi în interiorul atmosferei de la un strat la altul (fig. 22) se realizează prin:

- *conductivitate termică moleculară;*
- *radiaţie;*
- *convecţie;*
- *turbulenţă atmosferică;*
- *advecţie;*
- *comprimare adiabatică;*
- *transformările de fază ale apei.*

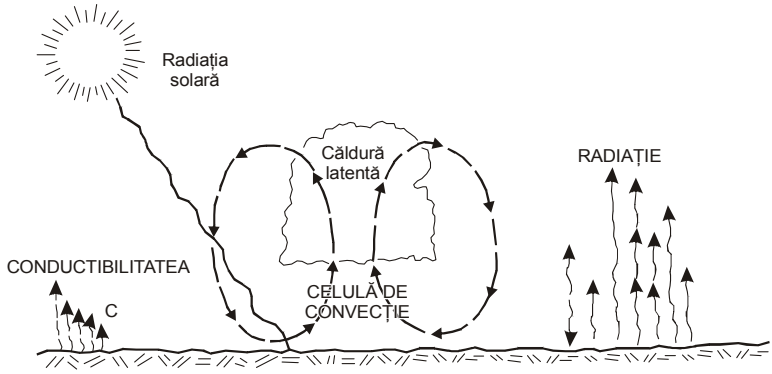


Fig. 22. Modalităţi de transmitere a căldurii în aer

5.1.1.1. Conductivitatea termică moleculară

Prin această modalitate se transmite o cantitate mică de căldură de la o moleculă la alta, de la suprafaţa terestră la aerul cu care aceasta intră în contact, deoarece aerul are un coeficient de conductivitate termică foarte mic, 0,00005 cal/cm²/s/grad. Prin acest proces se încălzeşte numai un strat de 4 cm grosime.

5.1.1.2. Radiaţia termică

Aceasta este emisă de suprafaţa terestră şi contribuie la încălzirea aerului mult mai mult decât conductivitatea termică moleculară. Fluxul radiativ de undă lungă emis neîntrerupt de suprafaţa terestră este absorbit selectiv de bioxidul de carbon, vaporii de apă şi aerosolii din atmosferă, care se încălzeşte şi emite radiaţii în toate direcţiile. Primul se încălzeşte stratul de aer din vecinătatea solului, de la care se transmite prin radiaţie căldura la straturile superioare, proces ce are loc atât ziua, cât şi noaptea.

5.1.1.3. Convecţia

Este procesul de transmitere a căldurii pe verticală prin intermediul curenţilor de aer. Ea poate fi *termică şi dinamică*.

Convecţia termică apare când aerul în contact cu solul încălzit, devine mai cald, mai puţin dens, îşi măreşte volumul, devine mai uşor şi capătă o mişcare ascendentă, transportând căldura prin conductivitate şi radiaţie spre înălţimi. Volumul de aer cald ridicat spre straturile superioare ale troposferei se numeşte *termal* (fig. 23). Pe măsură ce se ridică, aerul se răceşte şi, în momentul în care temperatura sa devine egală cu cea a mediului atmosferic, ascendenţa încetează. Prin compensaţie, aerul rece de la înălţime intră într-o mişcare descendentă, ajunge la suprafaţa terestră unde se încălzeşte şi reintră în mişcare ascendentă, formând *celulele de convecţie*. Aceşti curenţi de aer verticali ascendenţi şi descendenţi se numesc *curenţi de convecţie*, care contribuie la transferul căldurii în atmosferă, uneori până la limita superioară a troposferei. Ei sunt frecvenţi deasupra uscatului în timpul verii, la orele amiezei. Curenţii convectivi depind de natura suprafeţei active, iar încălzirea aerului, care constituie cauza formării convecţiei termice, depinde de însuşirile suprafeţei active (culoare, capacitate calorică, termoconductibilitate, relief etc.).

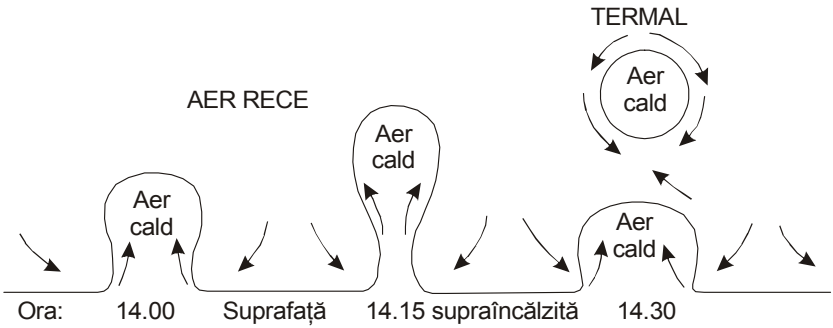


Fig. 23. Formarea unui termal prin convecția termică

Convecția dinamică este mişcarea ascendentă forțată a maselor de aer aflate în deplasare prin intermediul vântului peste un obstacol apărut în calea lor. Poate fi convecție dinamică *orografică* (pe versanții unui munte) şi *frontală* (aerul mai cald alunecă ascendent de-a lungul unei suprafețe frontale peste o masă de aer rece.

5.1.1.4. Turbulența

Reprezintă amestecul unor mase de aer cu caracteristici termice diferite, prin intermediul unor mişcări dezordonate de aer sub formă de vârtejuri. Ea dă naştere la un schimb caloric vertical şi poate fi de natură termică sau dinamică.

Turbulența termică este determinată de încălzirea neuniformă a unor porțiuni din suprafața terestră (microforme de relief, tipuri de rocă şi de sol etc.) orientate diferit față de razele solare. Este frecventă vara în orele amiezii, pe timp senin şi calm.

Turbulența dinamică este provocată de frecarea aerului în mişcare de obstacolele de pe suprafața terestră (neregularitățile solului, vegetație ierboasă, păduri, clădiri, forme de relief destul de înalte etc.). O dată cu apariția vântului se intensifică turbulența dinamică, aceasta fiind dominantă în anotimpul de iarnă.

5.1.1.5. Advecția

Reprezintă mişcarea orizontală a aerului. Prin advecție o masă de aer cald, care se deplasează orizontal către o masă de aer rece, transportă o anumită cantitate de căldură, ce contribuie la încălzirea aerului rece întâlnit în cale.

5.1.1.6. Comprimarea adiabatică

Se produce în timpul mişcărilor descendente ale aerului, acesta comprimându-se şi încălzindu-se cu aproximativ 0,6°…1°C/100m. Un exemplu tipic este încălzirea aerului în cazul vântului cald descendent numit foehn, observat prima dată pe pantele Munților Alpi. La noi în țară sunt frecvente vânturi de tip foehn în Carpații de Curbură, versantul nordic al Munților Făgăraş (Vântul Mare) şi pe versanții estici ai Munților Apuseni.

5.1.1.7. Transformările de fază ale apei

Contribuie la schimbul caloric între sol şi aer şi, deci, la încălzirea aerului. Pentru transformarea unui gram de apă în vapori se consumă cca 600 calorii, căldură ce se acumulează în vaporii de apă respectivi. Aceşti vapori ajunşi în atmosferă prin mişcări convective şi turbulente se condensează sau se transformă în cristale mici de gheață şi o dată cu acest proces, căldura înmagazinată este cedată aerului.

5.1.2. ***Răcirea aerului***

Se produce prin:

- *radiație;*
- *destindere adiabatică;*
- *advecție;*
- *evaporare.*

Răcirea prin *radiație* se produce în nopțile senine şi calme, când cedarea căldurii determină scăderea temperaturii aerului şi când suprafața terestră se răceşte prin emisie radiativă, răcind şi aerul cu care vine în contact.

Prin *destindere adiabatică* (proces termodinamic) aerul se răceşte când se află într-o mişcare ascendentă. El îşi măreşte volumul, se destinde adiabatic, răcindu-se.

Răcirea prin *advecție* se face prin deplasarea orizontală a aerului cald peste cel rece, răcirea având loc de jos în sus. Este o situație tipică de vară, când aerul mai cald de pe continent se deplasează peste suprafața mai rece a oceanului.

Răcirea aerului se produce şi prin *evaporarea* picăturilor mici de apă din atmosferă, deoarece totdeauna evaporarea se produce prin consum de căldură.

5.2. **Variațiile temperaturii aerului**

Temperatura aerului nu este o mărime constantă, ea variază temporal şi spațial, ca urmare a schimbărilor în intensitatea fluxului radiativ solar pe suprafața terestră.

5.2.1. ***Variațiile temporale***

Sunt *periodice* (diurne şi anuale) şi *neperiodice*.

5.2.1.1.Variațiile zilnice ale temperaturii aerului

În cazul variațiilor diurne (în 24 ore) temperatura aerului prezintă o oscilație simplă cu o maximă şi o minimă. Maxima termică se produce după trecerea Soarelui la meridianul locului, între orele 14-15, cu aproximativ 1-2 ore mai târziu decât cea de la suprafața solului. După acest moment, temperatura scade repede către asfințitul Soarelui, apoi lent în timpul nopții, până spre dimineață, când, înainte de răsăritul Soarelui, atinge valoarea minimă. Între cele două momente, evoluția temperaturii aerului poate fi neregulată în funcție de aspectul vremii.

Foarte importantă în variația diurnă a temperaturii aerului este *amplitudinea termică diurnă* (diferența dintre valoarea maximă şi cea minimă diurnă), care depinde de următorii factori: *latitudinea geografică, anotimpuri, altitudine, forma reliefului, natura suprafeței subiacente, nebulozitate, vânt.*

Latitudinea geografică influențează valoarea amplitudinii termice diurne, în sensul scăderii acesteia din regiunile intertropicale (12°C) spre cele polare (1°C). La latitudini temperate valoarea este de 8°…9°C.

Anotimpurile. La latitudini mijlocii, amplitudinea termică diurnă este mai mare vara (insolație puternică) şi mai mică iarna. La poli, în timpul iernii (nopți polare) oscilațiile termice dispar.

Altitudinea determină scăderea amplitudinii termice o dată cu creşterea înălțimii (cu depărtarea de suprafața terestră, sursa principală de încălzire a aerului). La altitudini din ce în ce mai mari, momentele producerii maximului şi minimului diurn întârzie, datorită inerției transmiterii căldurii terestre în aer.

Configurația reliefului face ca amplitudinea termică diurnă să fie mai mare pe formele de relief negative şi mai mică pe cele

pozitive. Pe formele concave, în depresiuni şi văi, cu o dinamică a aerului redusă, valorile amplitudinii diurne sunt mari datorită încălzirii puternice ziua şi răcirii prin radiaţie nocturnă şi acumularea aerului rece de pe versanţi. Pe formele convexe (culmi deluroase şi muntoase), suprafaţa de contact a aerului cu cea terestră fiind mai mică, influenţa acesteia diminuată, iar dinamica aerului şi amestecul turbulent mai mari, determină amplitudini mai reduse (fig. 24).

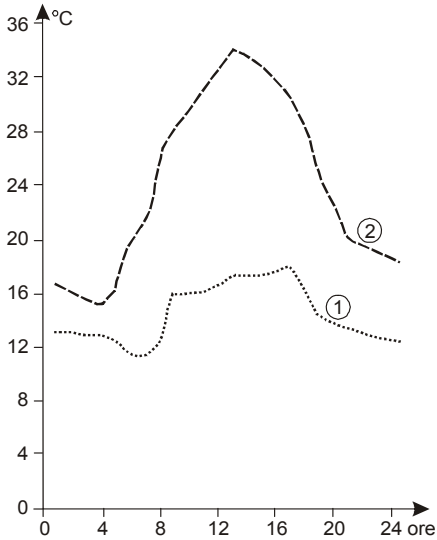


Fig. 24. Variaţia temperaturii zilnice a aerului determinată de configuraţia reliefului. 1. Vf. Vlădeasa, 2. Depresiunea Beiuş (Munţii Apuseni), în 16.05.1973. Sursa: Măhăra, 2001

Natura suprafeţei terestre, apă, uscat, vegetaţie determină diferenţieri ale amplitudinilor termice diurne. Pe suprafaţa oceanelor acestea sunt cele mai mici (1°-1,5°C), iar pe uscat, în interiorul continentelor, mai mari (15°-26°C). Prezenţa vegetaţiei şi felul acesteia diminuează valorile amplitudinii diurne a aerului.

Nebulozitatea accentuată reduce valorile amplitudinii termice diurne, iar pe cer senin acestea cresc.

Vântul, prin amestecul turbulent şi omogenizarea temperaturii pe grosimi mari ale stratului de aer, reduce valoarea amplitudinii diurne.

Valorile temperaturilor diurne extreme permit o caracterizare a zilelor şi a nopţilor, folosită frecvent în climatologie, conform normelor O.M.M. (tabelul 20).

Tabelul 20. Specificul zilelor şi nopţilor în funcţie de valorile temperaturilor extreme

Caracterizarea zilelor şi nopţilor	Valorile temperaturilor extreme
Zi tropicală	T.max. ≥ 30°C
Zi de vară	T.max. ≥ 25°C
Zi de îngheţ	T. min. ≤ 0°C
Zi de iarnă	T. max. ≤ 0°C
Noapte tropicală	T. min. ≥ 20°C
Noapte geroasă	T. min. ≤ -10°C

5.2.1.2.Variaţiile anuale

Aceste variaţii ale temperaturii aerului (regimul anual) sunt condiţionate de variaţiile anuale ale intensităţii *radiaţiei solare* şi ale *radiaţiei terestre*, în funcţie de *latitudinea locului* şi *de natura şi structura suprafeţei active*. Se înregistrează o valoare maximă vara (iulie) şi una minimă iarna (ianuarie) pe uscat, la latitudini mijlocii, în emisfera nordică. În cea sudică, situaţia se inversează. Deasupra bazinelor acvatice şi la înălţimi de peste 1600 m decalajul este de cca 1 lună, maxima se produce în august şi minima în februarie, în emisfera nordică.

Diferenţa dintre valorile medii ale temperaturii lunii celei mai calde şi a celei mai reci dau amplitudinea medie anuală, iar diferenţa dintre valorile absolute, amplitudinea anuală absolută.

Pe mări şi pe oceane, ca şi în zonele litorale, variaţiile termice anuale sunt mici, iar în interiorul continentelor sunt foarte mari. De ex. la Verhoiansk (Siberia) se înregistrează de la - 48°C în lunile de iarnă, la 15°C, vara, în timp ce pe litoralul atlantic al Norvegiei, de la -2°C, iarna, la aproximativ 10°C, vara (fig. 25).

Configuraţia reliefului este foarte importantă în evoluţia anuală a temperaturii aerului. În văi şi depresiuni sunt frecvente amplitudini foarte mari, datorită cantonării aerului rece şi producerii inversiunilor termice, iar pe culmi valoarea amplitudinilor termice scade. În România, întotdeauna cele mai scăzute valori ale temperaturii aerului se înregistrează în depresiunile intramontane din estul Transilvaniei (Bogdan, Niculescu, 1999), minima absolută (-38,5°C) fiind la Bod în ianuarie 1942, valoare nedepăşită până în prezent. Recent, cea mai scăzută temperatură (-28°C) s-a înregistrat la Joseni.

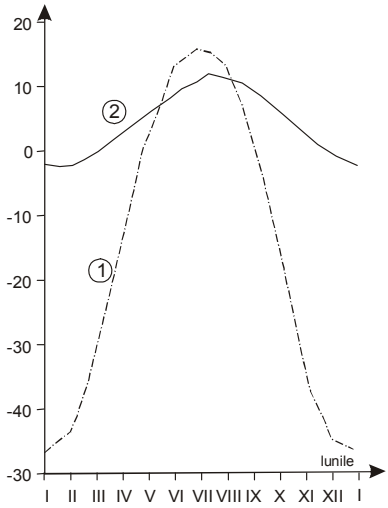


Fig 25. Regimul termic anual al aerului sub influența uscatului (1. Verhoiansk) şi a mării (2. Bodö)
Sursa: Estienne, Godard, citați de Măhăra, 2001

În funcție de mărimea amplitudinilor anuale şi de intervalul valorilor extreme se disting patru tipuri de regim anual al temperaturii aerului:

1) *tipul ecuatorial* cu amplitudine termică anuală mică (deasupra oceanelor 1°C şi deasupra continentelor între 5°C şi 10°C);

2) *tipul tropical* cu o maximă după solstițiul de vară şi o minimă după cel de iarnă al emisferei respective. Pe oceane sunt valori de cca 5°C, iar pe continente între 10°-20°C;

3) *tipul temperat* (40°-60° latitudine N, S) prezintă o maximă după solstițiul de vară şi o minimă după cel de iarnă. Pe uscat maxima este în iulie, iar pe ocean în august; minima în ianuarie pe uscat şi în februarie pe ocean. Valoarea amplitudinii creşte o dată cu latitudinea şi cu depărtarea de ocean, fiind de 10°C în zona de țărm şi de 40-50°C în interiorul continentelor;

4) *tipul polar* cu valori foarte scăzute în timpul nopții polare (ianuarie-martie) şi o maximă în timpul solstițiului de vară, caracteristice fiind amplitudinile termice extrem de mari (Verhoiansk – 62,5°C), iar la țărmul mării mai reduse (fig. 26).

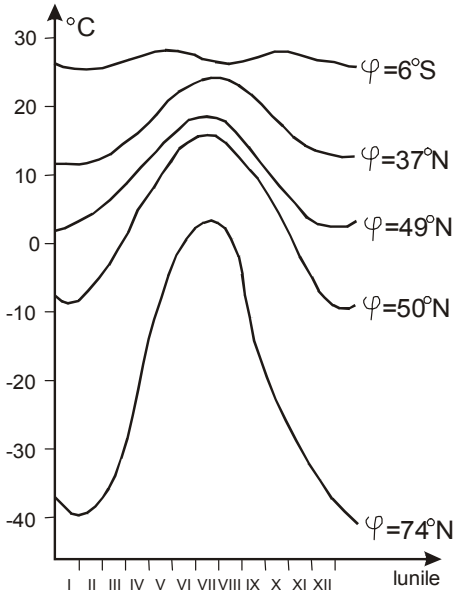


Fig. 26. Variația temperaturii anuale a aerului la diferite latitudini
Sursa: Kostin, citat de Măhăra, 2001

5.2.2. ***Variațiile neperiodice sau accidentale***

Sunt abateri față de valorile normale: orare, zilnice, lunare, anuale. Când valorile abaterilor sunt deosebit de mari ele se numesc riscuri termice, care afectează viața organismelor (vegetale, animale, umane). Sunt cauzate de advecția maselor de aer cald sau rece, de variația transparenței aerului (erupții vulcanice, poluare) sau din cauze cosmice (eclipse de Soare) etc. Apar frecvent la latitudini temperate şi polare în tot cursul anului, dar mai ales în anotimpurile de tranziție.

5.2.3. ***Variațiile spațiale***

În spațiu, distribuția temperaturii se face în plan vertical şi orizontal, în cadrul troposferei.

5.2.3.1.Variațiile verticale ale temperaturii aerului

În sens vertical, temperatura aerului scade cu înălțimea, formând *tipul de stratificație atmosferică normală*, conform unui gradient termic mediu de 0,6°C/100 m. În unele situații temperatura nu scade cu altitudinea, ea se menține constantă, fenomenul numindu-se *izotermie* (grosimea stratului cu temperatură invariabilă se numeşte strat de izotermie). În alte situații temperatura creşte cu înălțimea formând *tipul de inversiune termică*. Pe lângă aceste trei tipuri principale mai pot apărea multe situații în care temperatura are o repartiție verticală foarte diversificată (fig. 27).

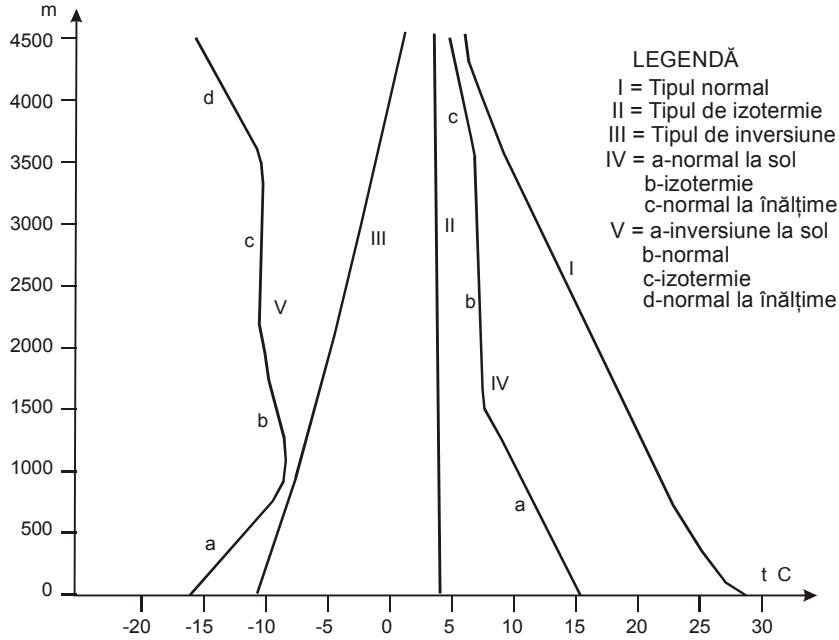


Fig. 27. Tipuri de variație altitudinală a temperaturii aerului.
Sursa: Erhan, 1983

Relieful prin configurația lui (orientarea versanților, formele de relief) condiționează această variație, probleme ce țin mai mult de topoclimatologie.

În stratul microclimatic (până la 2 m înălțime), stratificația termică a aerului prezintă o mare variabilitate a gradienților termici,

frecvența inversiunilor termice, amplitudinile diurne scad cu înălțimea, iar momentul de producere a valorilor extreme este întârziat o dată cu creşterea înălțimii.

Se întâlnesc mai multe tipuri de variație termică:

1) *tipul de insolație* sau *diurn* (scăderea temperaturii mai accentuată în primii 20 de centimetrii, apoi mai lentă;

2) *tipul de radiație* sau *nocturn* (temperatura creşte cu înălțimea, datorită răcirii radiative a suprafeței terestre.

3) *alte tipuri* pot apărea sub influența condițiilor meteorologice locale.

În perioadele cu amestec puternic turbulent al aerului sau în timpul ploilor nu se mai produc variații, instalându-se *tipul de izotermie* (fig. 28), în aceste situații nu se efectuează măsurători microclimatice.

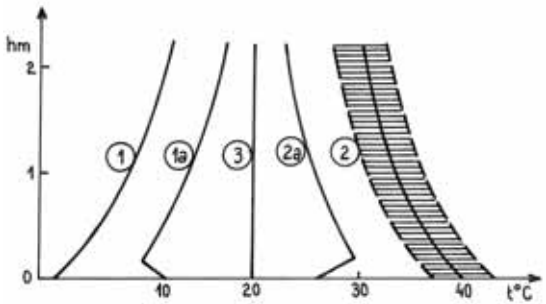


Fig. 28. Tipuri de distribuție verticală a temperaturii aerului 1) tipul de radiație (nocturn); 2) tipul de insolație (diurn); 3) tipul de izotermie în situații de amestec turbulent; 1a şi 2a – tipuri de tranziție
Sursa: Berbecel şi colab. 1970

În cazul pădurii compacte, suprafața subiacentă activă este situată la nivelul coronamentului arborilor. Acesta reține cea mai mare parte a căldurii primită de la Soare, aici desfăşurându-se procesele radiative, absorbția radiației solare şi pierderile radiativ-calorice. Cercetările au demonstrat că într-o pădure înaltă şi compactă de pini, la sol ajunge doar 1/100 din căldura pe care o primeşte un sol descoperit, astfel că la suprafața superioară a coronamentului se înregistrează temperaturile cele mai ridicate, asemănătoare cu exteriorul. Deci, în mediul pădurii fluxul de căldură este direcționat de la coronament spre sol, spre deosebire de terenul descoperit, unde procesul este invers. În același timp, căldura cedată de sol este reținută de coronament, împiedicând schimbul cu exteriorul.

În timpul zilei, radiaţia solară fiind absorbită de către coronament şi reflectată în atmosferă, ea contribuie într-o mică măsură la încălzirea aerului din interiorul pădurii. Noaptea se produce o intensă răcire, dar tot la nivelul coronamentului, care îndeplineşte şi funcţia de ecran, favorizând o radiaţie efectivă scăzută şi reducerea răcirii nocturne a solului şi a aerului (fig. 29).

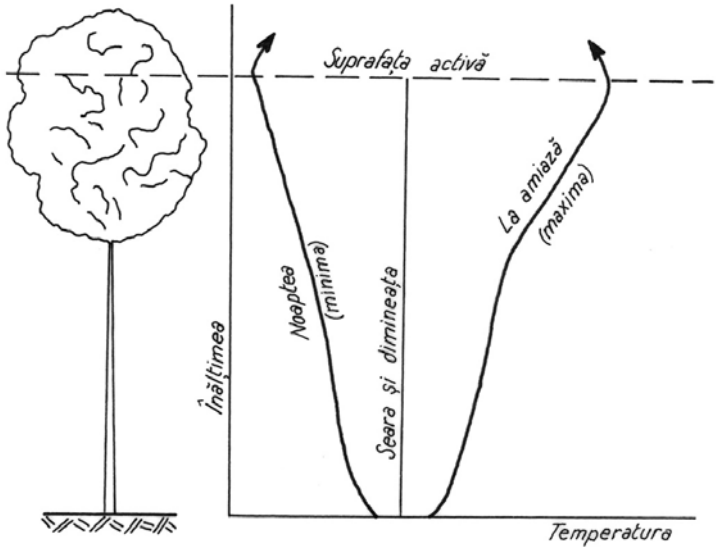


Fig. 29. Repartiţia verticală a temperaturii aerului în pădure
Sursa: Marcu, 1983

Vara, *temperaturile medii diurne ale aerului* sunt mai coborâte în interiorul pădurii, în comparaţie cu un teren descoperit, ajungând până la 8°-10°C diferenţă. Iarna, datorită prezenţei arboretului şi subarboretului, temperatura medie a aerului este cu 0,1°-0,5°C mai ridicată decât pe terenul descoperit.

Diferenţele de temperatură apar, deci, între stratul de aer de deasupra pădurii şi cel din interior, dar şi între interiorul pădurii şi terenul apropiat, fără vegetaţie arborescentă.

Deosebirile dintre *temperaturile medii lunare* din interiorul pădurii şi cele ale regiunii de câmpie sunt mai mari vara şi mai mici iarna. Astfel, în silvostepele Europei de Est diferenţa este de 1,2°C în luna iulie. În regiunile tropicale din India, diferenţa temperaturilor medii ale lunii celei mai calde ating 6,4°C, între Câmpia Gangelui şi

pădurea tropicală din Assam (India). În regiunea de silvostepă est-europeană, cea mai mare diferență de temperatură între pădure şi câmpie nu a depăşit 4,3°C (Pop, 1988).

Temperatura medie anuală a aerului este foarte puțin influențată de prezența pădurii, în zonele temperate diferențele fiind insesizabile, iar în cele tropicale atingând doar 2,5°C.

Amplitudinile termice pun şi ele în evidență influența pădurii asupra regimului termic. De exemplu, în timpul verii, amplitudinea termică diurnă într-o pădure de fag compactă este cu 5°C mai mică decât a aerului într-un câmp deschis. Amplitudinile termice anuale au valori reduse (1,5°C) la latitudinile mijlocii şi mai mari în zona caldă (de ex. 7,2°C între Câmpia Gangelui şi pădurea tropicală din provincia Assam, India).

5.2.3.2. Variațiile orizontale ale temperaturii aerului

În troposfera inferioară temperatura aerului prezintă variații în sens orizontal dependente de valorile bilanțului radiativ, care scad de la ecuator către poli. Datorită repartiției neuniforme a suprafețelor de uscat şi de apă pe cele două emisfere ale globului, distribuția orizontală a temperaturii aerului prin intermediul izotermelor[1] este diferită, atât în valori medii anuale, cât şi pe lunile caracteristice, ianuarie şi iulie. În emisfera nordică, unde predomină uscatul, izotermele au un mers sinuos, iar în cea sudică, unde predomină marile întinderi oceanice, un mers aproape rectiliniu. Distribuția geografică a temperaturii aerului va fi studiată în partea a doua a cursului, pe semestrul al doilea, în cadrul Climatologiei.

5.3. **Transformările adiabatice ale aerului**

Procesele din atmosferă sunt datorate transformării energiei radiante dintr-o formă în alta în timpul absorbției, evaporării, condensării sau încălzirii şi răcirii aerului. Energia stocată în structura moleculară a aerului atmosferic ca energie internă, determină nivelul energiei potențiale. Acest principiu fizic de conservare a energiei totale se numeşte „legea fundamentală a termodinamicii”, studiată în cadrul fizicii atmosferei.

Repartiția aerului pe verticală se face prin curenți convectivi ascendenți şi descendenți. Aerul se ridică până la o anumită limită

[1] Linii ce unesc puncte cu aceeaşi temperatură.

(înălțimea de convecție), până când temperatura şi densitatea lui devin egale cu cele ale mediului atmosferic înconjurător. Această condiție depinde de procesele termodinamice ce au loc în aerul antrenat în mişcare verticală numite *procese adiabatice.* Prin aceste procese, aerul îşi modifică temperatura numai prin schimbări de volum sub acțiunea presiunii atmosferice exterioare masei de aer. Prin mişcare adiabatică ascendentă aerul se destinde, îşi măreşte volumul şi îi scade temperatura, iar prin mişcare adiabatică descendentă, aerul se comprimă îşi micşorează volumul şi va avea o densitate şi temperatură mai mari. În esență, mişcările adiabatice determină răcirea aerului prin destindere şi încălzirea prin comprimare, în cadrul aceleaşi mase de aer.

Procesele adiabatice sunt diferite în funcție de gradul de umiditate al aerului. Într-o masă de aer uscat, răcirea şi încălzirea se fac conform *gradientului adiabatic uscat*, cu valoarea de 1°C/100 m. Prin reprezentare grafică se numeşte *adiabata uscată*. În situația unei mase de aer umed (saturată în vapori de apă), când nu au loc procese de condensare, ea se va răci conform *gradientului adiabatic umed*, care are o valoare mai mică decât a celui uscat (sub 1°C/100 m). Curba de variație a gradientului adiabatic umed poartă numele de *adiabata umedă*. Valoarea gradientului adiabatic umed nu este constantă, ea depinde de cantitatea de vapori de apă din aer, de temperatura şi presiunea aerului. La temperatura de 0°C se apropie de 0,5°-0,6°C/100 m (valoarea gradientului termic vertical).

În mişcare ascendentă, răcirea adiabatică a aerului nesaturat se realizează conform gradientului uscat până la atingerea punctului de rouă, după care vaporii de apă condensează şi eliberează căldura latentă de vaporizare, ce micşorează răcirea conform gradientului umed.

În mişcare descendentă, încălzirea aerului uscat, ca şi a celui umed prin comprimare adiabatică se face totdeauna conform gradientului adiabatic uscat (1°C/100 m), deoarece în timpul încălzirii nu se produc condensări. În figura 30 este reprezentată variația adiabatică a temperaturii aerului, curbele întrerupte fiind adiabatele umede, cele continue sunt adiabatele uscate, iar cea îngroşată reprezintă curba stării. Punctul PC, unde se întâlnesc adiabata uscată cu cea umedă se numeşte punct de condensare. Aici se produce discontinuitatea în variația temperaturii cu înălțimea.

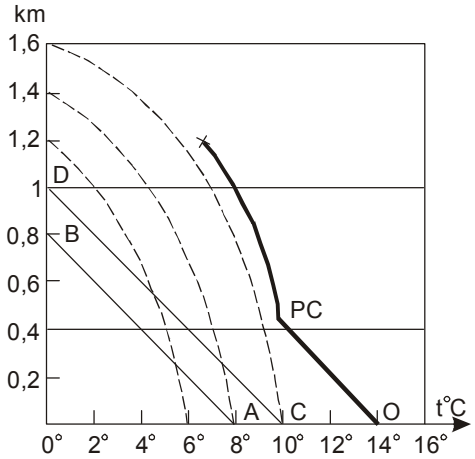


Fig. 30. Repartiția în înălțime a temperaturii aerului în procesele adiabatice.
Sursa: Stoica, Cristea, 1971

5.4. **Stabilitatea şi instabilitatea verticală a atmosferei**

Depind de stratificația termică a atmosferei în funcție de care se realizează mişcarea verticală a aerului. Prin stabilitate meteorologică se înțelege o stare a atmosferei în care nu se produc mişcări verticale, iar instabilitatea se creează în situația existenței unor curenți verticali convectivi. Tipurile de stratificație întâlnite în atmosferă în cazul unei mase de aer uscat sau nesaturat în vapori de apă sunt:

- *instabilă;*
- *stabilă;*
- *indiferentă.*

5.4.1. ***Stratificația instabilă***

Se mai numeşte de tip convectiv şi se produce când gradientul termic vertical este mai mare decât gradientul adiabatic uscat ($\gamma > \gamma a$). În situația unui volum de aer cu o temperatură de 20°C aflat în mişcare adiabatică ascendentă se va răci prin destindere adiabatică , deci mai puțin decât temperatura mediului înconjurător, va fi mai cald, mai puțin dens şi mai uşor, în interiorul lui existând forțe care îi imprimă o mişcare continuă. În cazul mişcării descendente, volumul

de aer coboară şi, deşi se încălzeşte prin comprimare, el rămâne mai rece decât atmosfera înconjurătoare. Masele de aer se află într-un echilibru instabil, favorabil mişcărilor convective (formarea norilor, producerea precipitaţiilor etc.).

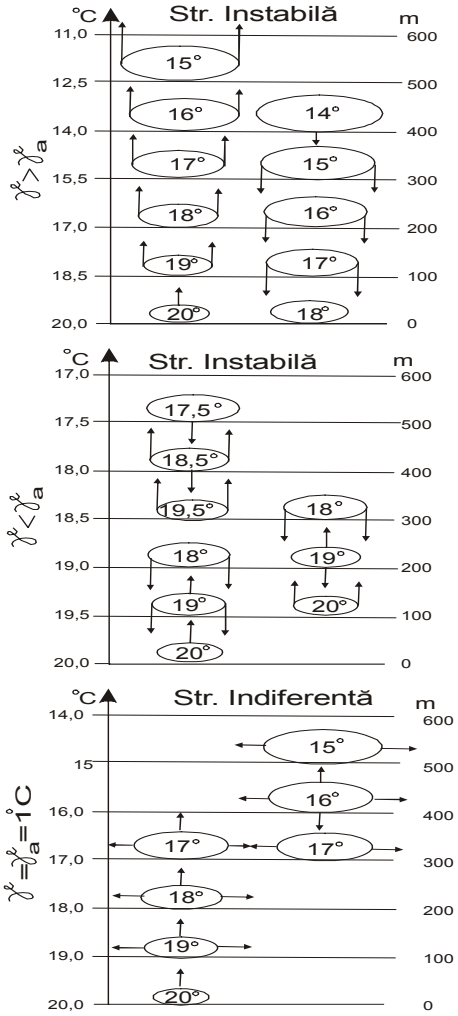


Fig. 31. Stratificaţia termică verticală în atmosferă. Sursa: Pop, 1988

5.4.2. ***Stratificația stabilă***

În cazul *stratificării stabile*, gradientul termic vertical are o valoare mai mică decât a gradientului adiabatic uscat ($\gamma < \gamma a$), adică sub 1°C. Un volum de aer în mişcare adiabatică se răceşte sau încălzeşte mai mult decât atmosfera învecinată, astfel că în volumul de aer respectiv apar forțe care se opun mişcării ascendente sau descendente a aerului, acesta aflându-se într-un echilibru stabil.

5.4.3. ***Stratificația indiferentă***

Aerul se află într-un echilibru indiferent în situația în care gradientul termic vertical este egal cu gradientul adiabatic uscat ($\gamma = \gamma a$), astfel că volumul de aer respectiv are o temperatură egală cu cea a aerului înconjurător (fig. 31).

Într-un volum de aer umed saturat în vapori de apă, instabilitatea apare atunci când gradientul termic vertical este mai mic decât gradientul adiabatic uscat, dar mai mare decât gradientul adiabatic umed ($\gamma a > \gamma > \gamma b$). În această situație temperatura volumului de aer saturat care se deplasează ascendent va fi tot timpul mai mare decât a aerului înconjurător, formând o stratificație umed-instabilă, iar în mişcare descendentă acest tip de stratificare dispare o dată cu dispariția stării de saturație, formând o stratificație termică stabilă.

În concluzie, starea de stabilitate atmosferică se formează în situația de advecție a aerului cald în înălțime, apariția inversiunilor de temperatură şi comprimarea adiabatică a aerului, aspectul vremii fiind frumos. Starea de instabilitate apare în situația advecției unei mase de aer rece în troposfera superioară în urma căreia se dezvoltă mişcări descendente, iar la suprafața terestră aerul mai cald determină formarea mişcărilor ascendente şi a turbulenței atmosferice, vremea fiind schimbătoare.

5.5**. Inversiunile de temperatură**

În distribuția verticală a temperaturii aerului pot apărea anomalii în sensul creşterii şi nu a descreşterii temperaturii conform gradientului termic vertical. Acestea sunt inversiunile de temperatură prin care, deci, se înțelege o distribuție verticală anormală, în sensul că se produce o creştere în loc de o scădere a acesteia cu altitudinea. Cauzele producerii acestor inversiuni sunt de origine termică şi dinamică, în funcție de care se şi clasifică.

Inversiunile termice sunt *radiative*, iar cele dinamice sunt:

- *de advecție;*
- *frontale;*
- *anticiclonale;*
- *orografice.*

Mai există şi inversiuni cu cauze mixte, termice şi dinamice. În această categorie intră inversiunile orografice.

5.5.1. ***Inversiunile termice***

Apar în urma răcirii puternice a suprafeței terestre prin procese de radiație şi sunt cele mai frecvente. La suprafața terestră, aerul se răceşte foarte mult, temperatura lui fiind mai ridicată la înălțimi mai mari. Inversiunile de radiație pot fi *nocturne, de iarnă, de primăvară*.

5.5.1.1. Inversiunea de radiație nocturnă

Apare în timpul nopților senine şi calme în urma răcirii radiative a solului şi a aerului învecinat. Se formează tot anul şi la orice latitudine geografică. Frecvența şi intensitatea cea mai mare o are în regiunile cu amplitudine diurnă mare (deşerturi tropicale şi în regiunile temperate continentale. Maximum de producere este sfârşitul nopții – începutul zilei. În timpul verii stratul de inversiune este mai subțire şi dispare repede datorită încălzirii aerului, iar în timpul iernii, acesta este mult mai gros (peste 1,5 km) şi se menține un timp mai îndelungat. Primăvara, stratul de inversiune se formează în situația în care o masă de aer cald apare peste suprafețele acoperite cu zăpadă netopită încă, unde aerul se răceşte atât prin radiație nocturnă, dar şi prin consumul în procesul de topire a zăpezii. Din această cauză mai poartă denumirea de inversiune de zăpadă.

5.5.2. ***Inversiunile dinamice***

Sunt cauzate de mişcările verticale şi orizontale ale aerului. Se formează întotdeauna în atmosfera liberă.

5.5.2.1. Inversiunile de advecție

Se produc în situația în care o masă de aer mai cald, oceanic sau maritim în deplasarea ei deasupra continentelor invadează o regiune de uscat răcită puternic în timpul iernii.

5.5.2.2. Inversiunile frontale

Sunt determinate de activitatea fronturilor atmosferice, atât a frontului cald care transportă aer cu o temperatură mult mai ridicată decât cea a aerului inițial de deasupra unei regiuni geografice, cât şi a frontului rece care aduce o masă de aer rece peste aerul mai cald deja existent.

5.5.2.3. Inversiunile anticiclonale

Se formează în zonele de maximă presiune atmosferică în care mişcarea descendentă a aerului duce la comprimarea lui adiabatică şi la creşterea temperaturii aerului. Grosimea stratului de inversiune este foarte mare, până la câteva mii de metri. În timpul iernii, inversiunile de temperatură produse în regim anticiclonic continental se suprapun peste cele de radiație, astfel că grosimea stratului de inversiune este şi mai mare. Acest tip de inversiune este foarte frecvent în regiunile de câmpie, în Câmpia Rusă sau în Câmpia Română, determinate de anticiclonul est-european.

5.5.3. ***Inversiunile mixte***

Cele mai cunoscute sunt inversiunile orografice, determinate de relieful accidentat.

5.5.3.1. Inversiunile orografice

Apar în regiunile cu relief fragmentat, pe suprafețele de relief concave, în văi şi depresiuni, unde aerul rece de pe versanți coboară şi se răceşte în continuare prin radiație termică nocturnă în urma stagnării lui îndelungate în formele respective de relief. Pe culmile munților temperatura aerului este mai ridicată decât în depresiuni. În România sunt foarte frecvente în depresiunile intracarpatice, unde se înregistrează minimele termice absolute (Bod, Depresiunea Braşovului, 25.01.1942 – 38,8°C, valoare record, neegalată până în prezent) (*Geografia României*. Vol. I. *Geografie fizică*, 1983).

6. VAPORII DE APĂ ÎN ATMOSFERĂ

Existența apei în atmosferă constituie elementul esențial al vieții pe Pământ. Deşi cantitatea de apă din atmosferă reprezintă doar 0,001% din oceanul planetar, rolul ei în desfăşurarea tuturor proceselor biologice, fizice şi chimice este enorm. Fără apă, planeta noastră ar fi un imens deşert. Cea mai mare parte din cantitatea totală (95%) se află sub formă de vapori, restul fiind sub formă de particule lichide şi solide, care alcătuiesc norii. Între suprafața terestră şi atmosferă are loc un schimb permanent de umezeală rezultat în urma unor procese complexe de evaporare de la suprafața oceanelor (86%) şi a continentelor (14%, incluzând şi evapotranspirația plantelor), condensare şi precipitare, care duc la existența cunoscutului *circuit al apei în natură*.

6.1. **Sistemul de faze al apei**

În atmosferă, apa se află în trei stări de agregare, ce formează *sistemul de faze al apei*: solidă (cristale de gheață), lichidă (picături de apă) şi gazoasă (vapori de apă). Transformările de fază ale apei sunt însoțite de schimburi de energie calorică şi, în anumite condiții de temperatură şi presiune, schimbul molecular dintre faze ajunge să se echilibreze (fig. 32). Acest echilibru se menține până la apariția unor cauze exterioare care modifică condițiile de mediu şi, bineînțeles, pe cel de echilibru.

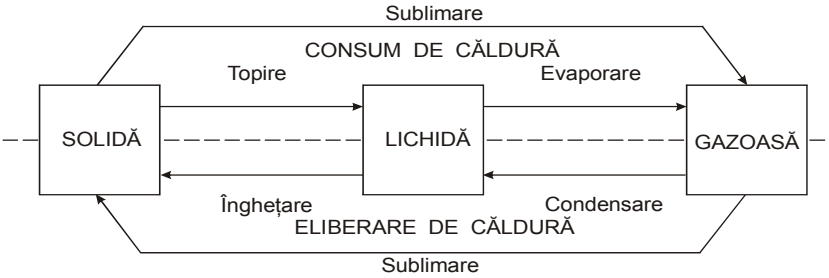


Fig. 32. Schimbările de fază ale apei.
Sursa: Ciulache, 2002

Aceste trei tipuri de faze pot trece dintr-una în alta prin diferite procese fizice: evaporare, condensare, sublimare, îngheţare şi topire. În anumite condiţii de temperatură şi presiune, schimbul molecular dintre faze se echilibrează reciproc, tinzându-se către o stare de *echilibru de fază* care se menţine până la intervenţia unor cauze exterioare care pot modifica condiţiile de mediu şi echilibrul respectiv.

Reprezentată grafic această stare de echilibru cuprinde: *curba de sublimare* (între faza de gheaţă şi vapori), *curba de evaporare* (între faza lichidă şi cea gazoasă), *curba de topire* (arată dependenţa dintre presiunea vaporilor şi temperatura de topire), *curba tensiunii de saturaţie* (deasupra apei suprarăcită) care se mai numeşte şi *curba de suprarăcire* (fig. 33).

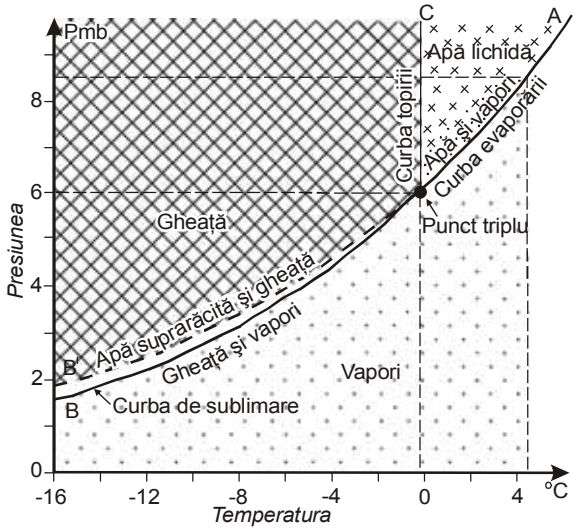


Fig. 33. Dependenţa sistemului de faze al apei de temperatură şi presiune. Sursa: Măhăra, 2001

Toate transformările de fază ale apei sunt însoţite de schimburi de energie calorică, numită căldură latentă de evaporare, de condensare, de sublimare, de topire, de solidificare, cu absorbţia sau degajare de căldură, în funcţie de procesul fizic respectiv.

În atmosferă, picăturile de apă se pot menţine, în anumite condiţii şi la temperaturi negative, frecvent până la -15°C şi chiar la –35°C…- 60°C, numite *picături suprarăcite*.

6.2. **Evaporarea şi evapotranspiraţia**

De la suprafaţa terestră apa pătrunde în atmosferă sub formă de vapori prin două procese fizice: evaporare şi evapotranspiraţie.

6.2.1. ***Evaporarea***

Este procesul fizic de trecere a apei din faza lichidă în cea de vapori de apă, la suprafaţa terestră, prin consum de căldură (22% din energia totală primită de la Soare este consumată în procesul de evaporare a apei). Se produce prin mişcări moleculare de transfer al apei în aerul înconjurător. O dată cu creşterea conţinutului aerului în vapori de apă, acesta ajunge saturat, R = 100%. Vaporii de apă din atmosferă provin prin evaporarea apei de la suprafaţa mărilor şi oceanelor (86%), iar restul (14%) de pe continente. Intensitatea de evaporare sau capacitatea de evaporaţie reprezintă evaporarea maximă posibilă într-o anumită regiune, în condiţiile unor resurse excedentare de apă. În zonele tropicale deşertice, capacitatea de evaporare este foarte mare (400 mm în Sahara), în timp ce evaporarea reală este foarte mică, deoarece nu există surse de apă.

Evaporarea, în condiţii naturale, este condiţionată de următorii factori: *resursele de apă*, *resursele energetice* şi *amestecul turbulent* care împrăştie vaporii de apă. Când se produce la suprafaţa uscatului, ea mai depinde şi de proprietăţile fizice şi chimice ale solului, de relief, înveliş vegetal, nivelul apei freatice etc.

Tabelul 21. Raportul procentual dintre cantitatea de apă evaporată şi cantitatea de precipitaţii

Cantitatea anuală de apă evaporată (mm) şi raportul procentual (%):	Cantitatea anuală de precipitaţii (mm)			
	500	600	700	800
Suprafaţa liberă a apei	537	528	522	516
%	107	88	75	65
Sol dezgolit	209	221	234	246
%	42	37	33	31
Sol acoperit cu vegetaţie	386	437	484	538
%	77	73	69	67

Sursa: Măhăra, 2001

În funcție de precipitațiile anuale, în fiecare an, cantitatea totală de apă evaporată depinde de natura suprafeței respective (tabelul 21).

6.2.2. ***Evapotranspirația***

Vegetația complică procesul de evaporare a apei deoarece la evaporarea pur fizică reală ce are loc la suprafața solului se mai adaugă şi transpirația fiziologică a plantelor. Acest proces a fost numit de către Thornthwaite *evapotranspirație*. Ea poate fi de două feluri: *reală,* ce reprezintă cantitatea de apă, efectiv cedată atmosferei prin consumul plantelor şi *potențială,* cantitatea maximă posibilă pierdută prin evapotranspirație. Evapotranspirația depinde de cantitatea de apă din sol ce formează rezerva de apă accesibilă plantelor, de tipul plantelor, de consumul lor de apă în funcție de faza de vegetație în care se află şi de zona climatică. În fiecare an, cantitatea totală de apă evaporată şi transpirată depinde de gradul acoperirii solului cu vegetație.

Evapotranspirația are o mare aplicabilitate practică, deoarece permite evaluarea cantității de apă suplimentare, în condiții de secetă atmosferică şi pedosferică, prin aplicarea irigațiilor în vederea asigurării unei vegetații normale.

Cunoscându-se cantitățile de precipitații medii ale unei regiuni şi evapotranspirația potențială se poate determina excedentul sau deficitul de apă din sol în vederea stabilirii bilanțului hidric. Cantitățile cele mai mari de apă se evaporă în regiunile cu grad ridicat de continentalism, subtropicale, unde grosimea stratului de apă evaporat de pe suprafețele acvatice atinge 2000 mm/an (Asia Centrală) şi peste 4000 mm/an în Sudan, Africa.

6.3. **Umezeala aerului**

Conținutul în vapori de apă existenți la un moment dat în atmosferă reprezintă umezeala sau umiditatea aerului. Ea este o caracteristică importantă a aerului din punct de vedere meteorologic, dar şi bioclimatic. Partea din meteorologie care studiază umiditatea aerului se numeşte Higrometrie.

În meteorologie se foloseşte mai mult denumirea de *umezeală a aerului* care este o mărime ce defineşte conținutul în vapori de apă existenți la un moment dat în atmosferă, iar termenul de umiditate este folosit în agrometeorologie pentru a caracteriza cantitatea de apă din

sol, folosită de plante în procesele de creştere şi dezvoltare. Umezeala aerului are o mare importanţă în meteorologie, climatologie, biometeorologie şi bioclimatologie.

6.3.1. ***Mărimile care definesc umezeala aerului***

Cantitatea de vapori de apă din atmosferă se exprimă prin anumiţi parametri fizici, cei mai folosiţi sunt următorii:

- *tensiunea sau presiunea vaporilor de apă;*
- *umezeala absolută;*
- *umezeala specifică;*
- *umezeala relativă;*
- *punctul de rouă.*

6.3.1.1. Tensiunea vaporilor de apă (e)

Reprezintă presiunea parţială a vaporilor de apă dintr-un volum de aer. Se mai numeşte forţa elastică a vaporilor şi se exprimă în milibari sau mm coloană Hg. Ea se calculează prin relaţia:

$e = P - Pu,$

în care: P este presiunea totală a aerului
Pu este presiunea parţială a aerului uscat

În anumite condiţii de temperatură, valoarea limită la care poate să ajungă tensiunea vaporilor de apă poartă numele de *tensiune maximă* a vaporilor sau *tensiune de saturaţie* (E). Valoarea ei creşte proporţional cu temperatura, astfel că aerul cald este mai bogat în vapori de apă comparativ cu aerul rece.

Tensiunea de saturaţie are un rol important în cazul particulelor de apă ce formează ceţurile, norii şi ploaia. Cu cât picăturile sunt mai mici cu atât suprafaţa de evaporaţie este mai mare. Într-un nor, de exemplu, care este alcătuit din picături de diferite dimensiuni, cele mici se evaporă, iar pe cele mari se condensează vaporii de apă.

6.3.1.2. Umezeala absolută (a)

Este considerată cantitatea de vapori de apă conţinută la un moment dat într-un volum de aer şi se exprimă în g/m^3. Cantitatea de vapori care saturează un metru cub de aer se numeşte *umezeală maximă* sau *de saturaţie* (A).

6.3.1.3. Umezeala specifică (q)

Este cantitatea vaporilor de apă exprimată în grame şi raportată la unitatea de masă a aerului (g/kg). Cantitatea de vapori ce saturează un kg de aer se numeşte *umezeală specifică maximă de saturaţie* (Q).

6.3.1.4. Umezeala relativă (R)

Reprezintă raportul procentual dintre tensiunea vaporilor (e) şi tensiunea de saturaţie (E):

$$R = \frac{e}{E} \cdot 100\%$$

Este mărimea care reprezintă cel mai bine gradul de saturaţie a aerului în vapori de apă. Indică în procente cât din cantitatea de vapori de apă necesari condensării există la un moment dat în atmosferă.

Valoarea umezelii relative depinde de temperatura aerului, în sensul că, dacă într-un volum de aer cantitatea de vapori de apă rămâne constantă, prin creşterea temperaturii, valoarea umezelii relative se micşorează şi aerul devine mai uscat, iar scăderea temperaturii determină creşterea acesteia. Ea depinde, de asemenea, de valoarea tensiunii vaporilor de apă (fig. 34). După valoarea umezelii relative, aerul are o anumită caracteristică din punct de vedere higrometric (tabelul 22) şi se poate aprecia în orice moment starea sa, posibilitatea de a condensa şi de a forma nori cu precipitaţii sau gradul lui de uscăciune, nefavorabil plantelor şi oamenilor.

Tabelul 22. Caracterizarea higrometrică a aerului

Valoarea umezelii relative (R%)	Caracterul aerului
≤30	Foarte uscat
31-50	Uscat
51-80	Normal
81-90	Umed
91-99	Foarte umed
100	Saturat
>100	Suprasaturat

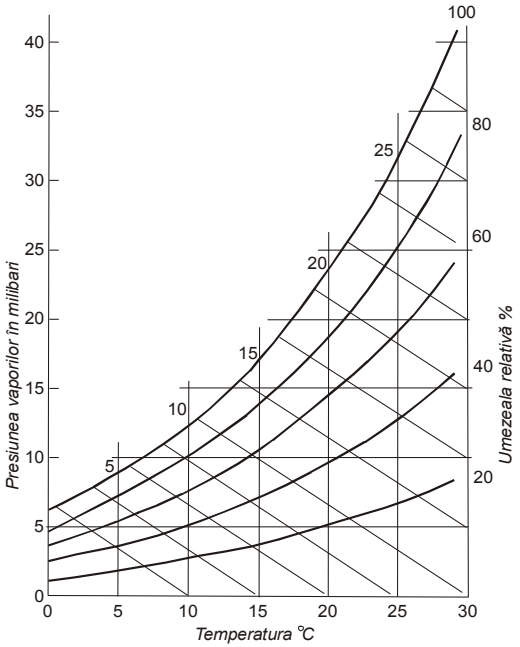


Fig. 34. Relația dintre umezeala relativă, temperatură şi tensiunea vaporilor de apă

6.3.1.5. Deficitul de saturație sau *deficitul higrometric* (D)

Reprezintă diferența dintre tensiunea maximă a vaporilor de apă (E) şi tensiunea reală la un moment dat (e), conform relației:

$$D = E - e$$

Când E = e, aerul este saturat în vapori de apă, atunci când e < E, aerul este nesaturat în vapori de apă, iar în situația în care e > E, aerul este suprasaturat în vapori de apă.

6.3.1.6. Punctul de rouă (τ)

Reprezintă temperatura la care vaporii de apă saturează un volum de aer şi condensează. La această temperatură, deficitul higrometric devine zero, R = 100%, e = E, a = A, iar temperatura (t) aerului este egală cu punctul de rouă ($t = \tau$).

6.3.2. ***Regimul umezelii aerului***

Umezeala aerului, prin toate componentele sale, prezintă oscilații periodice, zilnice şi anuale care depind de temperatură şi de cantitatea de apă evaporată, dar şi variații altitudinale.

6.3.2.1. Variațiile diurne şi anuale

Deasupra uscatului, umezeala absolută, specifică şi tensiunea vaporilor de apă prezintă, în evoluție diurnă, două maxime: dimineața (8-9) şi seara (21-22) şi două minime: dimineața înainte de răsăritul Soarelui şi la amiază (15). În schimb, deasupra marilor întinderi de apă, umezeala absolută a aerului prezintă o oscilație simplă, conformă curbei temperaturii aerului, cu un maximum la amiază şi un minimum dimineața, în lipsa amestecului turbulent al aerului (fig. 35).

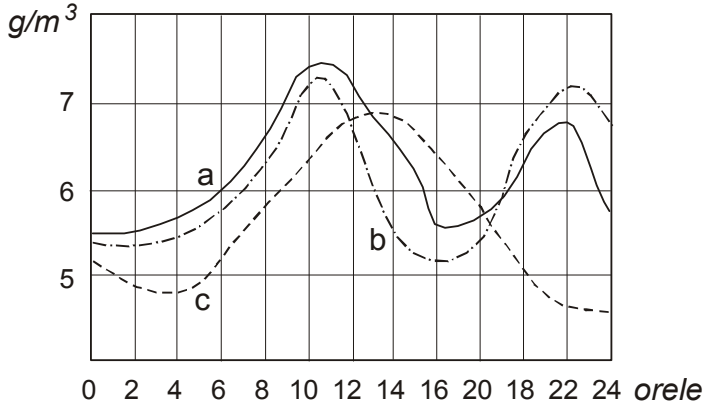


Fig. 35. Variația diurnă a umezelii absolute a- la 20 cm, b-la 1,5 m, c- variația simplă. Sursa: Stoica, 1971

Umezeala relativă a aerului are un mers diurn simplu, cu un maximum dimineața şi cu un minimum la amiază, când temperatura aerului înregistrează valoarea maximă (fig. 36).

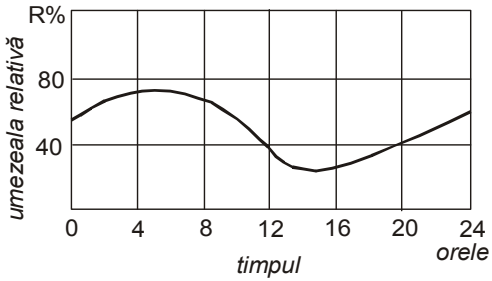


Fig. 36. Variația diurnă a umezelii relative a aerului

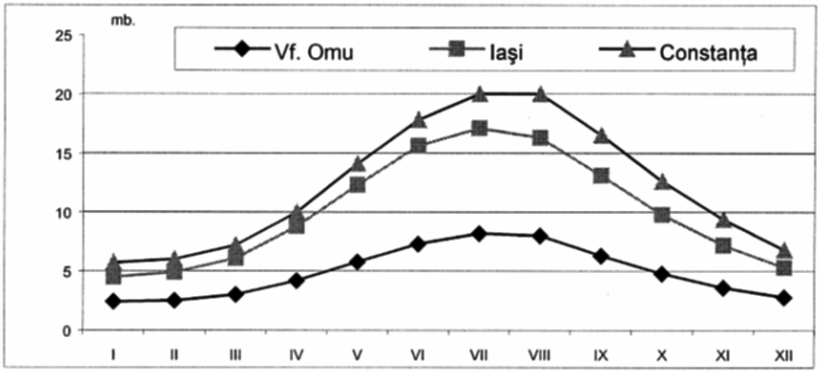


Fig. 37. Regimul anual al tensiunii vaporilor de apă. Sursa: Văduva, 2004

În variație anuală, umezeala absolută, ca şi tensiunea vaporilor de apă, prezintă o oscilație simplă asemănătoare cu cea a temperaturii aerului (fig. 37), în timp ce umezeala relativă are o evoluție inversă față de cea a temperaturii aerului (fig. 38).

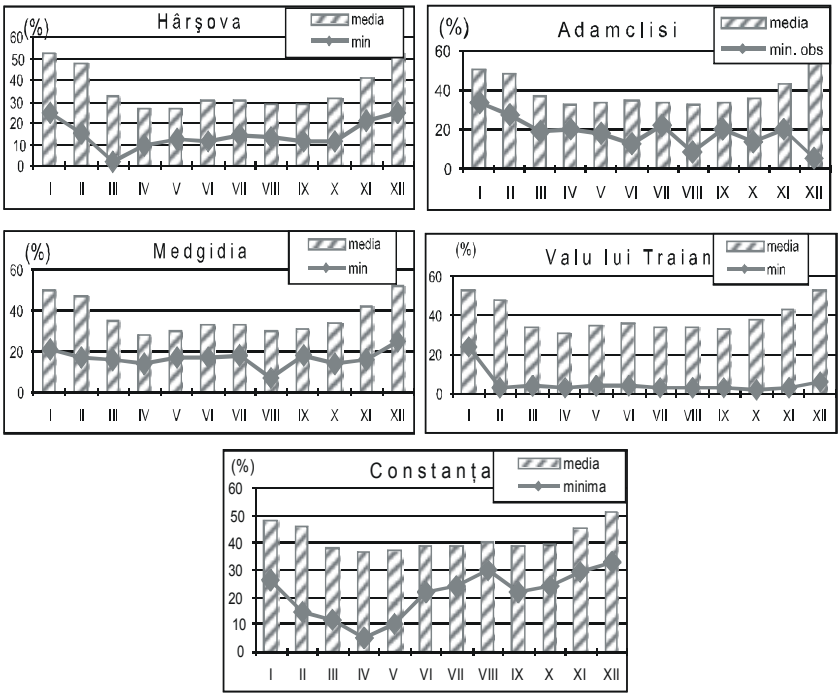


Fig. 38. Regimul anual al umezelii relative a aerului. Sursa: Văduva, 2004

Variaţia anuală a umezelii aerului are un mers invers temperaturii aerului, maximul principal fiind în decembrie-ianuarie, iar cel secundar în iunie, iar minimul principal în iulie şi cel secundar în aprilie.

6.3.2.2. Variaţiile altitudinale ale umezelii aerului

În altitudine, umezeala aerului devine din ce în ce mai scăzută, însă aceasta nu este o regulă generală, putând apărea situaţii de anomalii determinate de o serie de factori cum ar fi: gradul de turbulenţă al aerului, nebulozitatea, inversiunile termice şi în munţii înalţi, diversitatea formelor de relief şi orientarea versanţilor.

Umezeala absolută a aerului scade cu altitudinea în funcţie de anotimp (tabelul 23), vara scăderea este cea mai mare, iar iarna se produce o inversiune datorată inversiunii de temperatură.

Tabelul 23. Variația altitudinală a umezelii absolute a aerului în funcție de anotimp (gr/m^3)

Înălțimea (km)	Primăvara	Vara	Toamna	Iarna	Media anuală
0	5,7	10,2	7,8	3,0	6,7
2	2,2	4,2	2,6	1,2	2,6
4	1,0	1,4	1,1	0,4	0,9
6	0,3	0,4	0,3	0,1	0,1
8	0,06	0,12	0,07	0,04	0,08
10	0,02	0,04	0,02	0,02	0,03

Sursa: Stoica şi Cristea, 1971

Variația altitudinală a umezelii relative nu se face după o regulă generală, valoarea ei descreşte cu altitudinea în mod neregulat. În stratul inferior de aer (până la 2-3 km), variația ei diferă de la zi la noapte şi în funcție de anotimp. În timpul zilelor de vară, valorile cele mai mici se înregistrează în apropierea solului, unde temperatura aerului este cea mai ridicată, apoi creşte, valoarea maximă se află la aproximativ 2,5 km, unde vaporii de apă se condensează şi se formează baza norilor. Peste această înălțime scade constant. Stratul cu valoarea maximă se menține până la nivelul de convecție al aerului (vârful norilor). La altitudinea de 7-8 km, de obicei, valoarea umezelii relative se reduce la 40-50%.

Pe versanți şi culmile muntoase, umezeala absolută înregistrează un maximum diurn la amiază, sub efectul brizei de vale şi un minimum dimineața în apropierea răsăritului Soarelui, când se înregistrează şi minima termică.

În văi şi depresiuni se observă două minime, la fel ca în zona de câmpie: unul în timpul zilei, sub influența mişcărilor convective, şi alta spre dimineață, ca efect al temperaturii scăzute ce provoacă condensarea vaporilor de apă. În timpul anului, valoarea maximă se înregistrează vara, iar cea minimă iarna, la fel ca şi la câmpie.

Umezeala relativă a aerului prezintă o variație mult mai mult influențată de orientarea şi înclinarea versanților şi de altitudine, care este asemănătoare celei din zonele de câmpie, cu producerea unui maximum vara şi unui minimum iarna, în depresiuni şi în văi. De la o anumită înălțime, în funcție de zona climatică, umezeala relativă maximă se produce la începutul verii, după amiaza, datorită

predominării mişcărilor ascendente, iar cea minimă iarna şi în timpul nopții, ca efect al mişcărilor descendente ale aerului.

Inversarea tipurilor de variație diurnă şi anuală a umezelii relative a aerului se produce între 1500 şi 2000 m altitudine, în funcție de zona macroclimatică şi orientarea versanților față de advecția maselor de aer umed.

6.4. **Condensarea şi sublimarea vaporilor de apă**

Sunt procese fizice de transformare a vaporilor de apă sub formă de picături de apă şi cristale de gheață, care intră în compoziția diferitelor forme de precipitare din atmosferă: norii şi precipitațiile şi fenomene meteorologice (hidrometeori): ceața, roua, bruma, chiciura, măzărichea, grindina, poleiul, specifice anumitor anotimpuri.

6.4.1. ***Condițiile principale ale condensării vaporilor de apă***

Sunt două:

- *aerul să devină saturat în vapori de apă*;
- *în aer să existe nuclee de condensare,* particule microscopice, solide şi lichide, cu proprietăți higroscopice, care atrag vaporii de apă, în jurul cărora aceştia condensează. Sunt cristale fine de sare marină, sau gheață, pulberi de origine minerală, industrială sau vulcanică, picături acide sau chiar ioni încărcați cu electricitate pozitivă sau negativă.

Saturarea aerului în vapori (e = E) se poate realiza prin mărirea cantității de vapori sau prin scăderea temperaturii până la valoarea punctului de rouă. Cel mai frecvent condensarea vaporilor de apă se face prin răcire, care, la rândul ei, poate fi: radiativă, advectivă, adiabatică şi prin amestec turbulent a două mase de aer cu proprietăți diferite.

Concentrația nucleelor de condensare este mai mare în apropierea suprafeței terestre, mai ales deasupra zonelor urbane şi industriale, ea scăzând altitudinal (tabelul 24).

În atmosferă condensarea vaporilor începe la o anumită înălțime numită *nivel de condensare* şi se produce până la nivelul la care ascendența aerului încetează, numit *nivel de convecție*. Înălțimea nivelului de convecție depinde de temperatura şi umezeala aerului. Este cu atât mai sus cu cât temperatura aerului din straturile inferioare este mai ridicată şi umiditatea mai mică.

Tabelul 24. Variaţia altitudinală a concentraţiei nucleelor de condensare

Altitudinea (m)	Concentraţia (nr./cm^3)
0-500	22 800
500-1000	11 000
1000-2000	2 500
2000-3000	780
3000-4000	340
4000-5000	170
> 5000	80

Sursa: Măhăra, 2001

6.5. **Forme de condensare şi sublimare a vaporilor de apă**

După locul de formare şi în funcţie de proprietăţile lor, produsele de condensare şi sublimare a vaporilor de apă se împart în următoarele categorii:

– *produse primare de condensare*: ceaţa şi pâcla;

– *produse de condensare pe suprafaţa terestră*: roua, bruma, chiciura, depuneri solide şi lichide, poleiul;

– *produse de condensare a vaporilor de apă în atmosfera liberă*: norii;

– *produse finale:* precipitaţiile atmosferice (fig. 39).

6.5.1. ***Produse primare de condensare***

Apar în atmosferă şi se menţin în suspensie un anumit timp. Principalele tipuri sunt: *ceaţa* şi *pâcla.*

Ceaţa şi pâcla se formează în atmosfera inferioară, în vecinătatea solului. Sunt compuse din picături foarte mici de apă sau cristale de gheaţă foarte fine, cu dimensiuni microscopice, care reduc vizibilitatea atmosferică orizontală sub 1 km, în cazul ceţii şi sub 10 km în cazul pâclei. Când umezeala relativă a aerului depăşeşte 70% fenomenul tinde către *pâclă umedă* sau *aer ceţos*. Ceaţa se formează în condiţiile unui aer saturat în vapori de apă (R = 100%), la temperaturi cuprinse între -5°C şi +5°C şi o viteză a vântului de 1-3 m/s.

După condiţiile sinoptice de formare există trei mari categorii de ceaţă: *ceaţa din interiorul aceleaşi mase de aer, ceaţa frontală* şi *ceaţa urbană*.

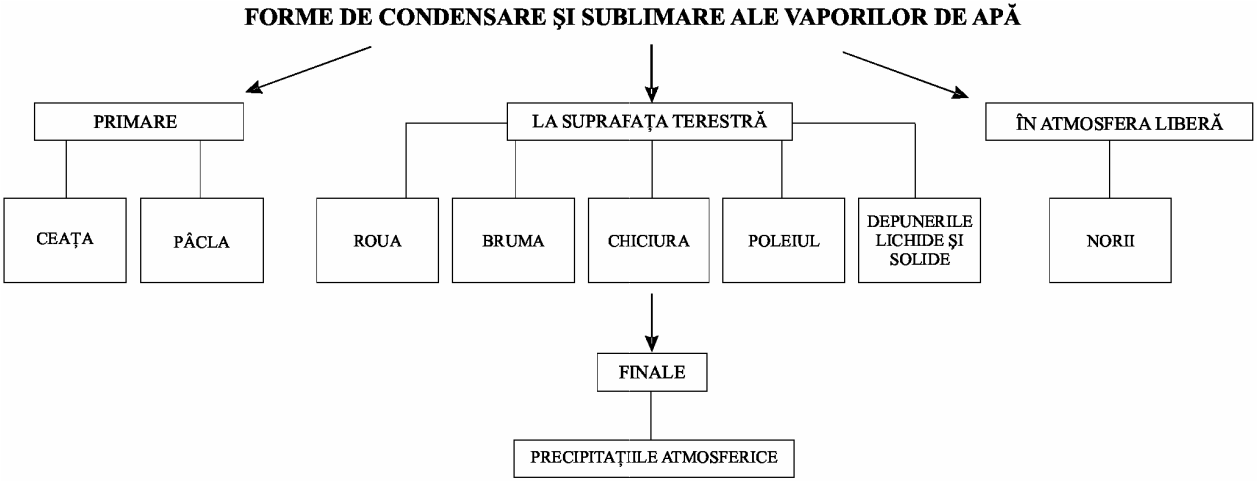


Fig. 39. Principalele produse de condensare şi sublimare ale vaporilor de apă în atmosferă şi la suprafaţa terestră

6.5.1.1.Ceaţa din interiorul aceleiaşi mase de aer

În interiorul aceleiaşi mase de aer poate să se formeze: *ceaţa de răcire* şi *ceaţa de evaporaţie.*

Ceaţa de răcire poate fi: radiativă, de advecţie, radiativ-advectivă şi de versant.

a. **Ceaţa de răcire radiativă** se formează în condiţii de regim anticiclonic, cer senin, la viteze ale vântului de 2-3 m/s şi în apropierea suprafeţelor mici de apă. Apare, de obicei, toamna în formele concave de relief (văi şi depresiuni) prin răcirea nocturnă a suprafeţei terestre şi a aerului învecinat şi formarea inversiunilor termice (stratul de aer de la înălţime mai mare este mai cald). Are o grosime sub 10 m şi dispare la câteva ore după răsăritul Soarelui, mai întâi stratul din imediata apropiere a solului, stratul de ceaţă rămas semănând cu o pânză de nori stratiformi. Iarna, în condiţii de răcire radiativă puternică, stratul de ceaţă format are o grosime mai mare, de până la 1000 m şi se poate menţine mai multe zile.

b. **Ceaţa de advecţie** apare prin pătrunderea unei mase de aer rece peste o suprafaţă mai caldă sau invers. Are frecvenţa cea mai mare în perioada rece a anului. Acest tip de ceaţă, după tipul de advecţie a aerului se împarte în: ceaţa de răcire a aerului tropical maritim, ceaţa de litoral, ceaţa maritimă.

c. **Ceaţa radiativ-advectivă** se formează prin răcirea aerului, simultan, prin cele două modalităţi: radiaţie nocturnă şi advecţie. Stratul format este dens şi persistent, cu aspectul unor bancuri de ceaţă succesive.

d. **Ceaţa de versant** se formează prin ascensiunea lentă a aerului umed pe versanţi, care se răceşte prin destindere adiabatică.

Ceaţa de evaporaţie se formează în situaţia în care aerul este mai rece decât suprafaţa de evaporare a apei. Apare, de regulă, dimineaţa deasupra lacurilor, râurilor, mlaştinilor care sunt mai calde toamna şi iarna.

6.5.1.2. Ceaţa frontală

Apare ca urmare a amestecului a două mase de aer, cald şi rece, pe linia frontului, prefrontal sau postfrontal. Sunt mai frecvente în zona cu ploaie caldă şi de cele mai multe ori se contopeşte cu norii prefrontali. Este mai frecventă pe linia frontului cald.

6.5.1.3. Ceața urbană

Se formează deasupra marilor aglomerări urbane şi industriale şi este alcătuită dintr-un amestec de picături fine de apă, noxe, fum şi praf. Este cunoscută şi sub denumirea de „smog". În situația în care centrele urbane se află în apropierea litoralelor, acest tip de ceață se contopeşte cu ceața maritimă, densitatea, persistența şi grosimea stratului fiind mai mari. În astfel de ceață, vizibilitatea este redusă, la câțiva metri, uneori chiar sub 1 metru, periclitând circulația rutieră, feroviară, aeriană, navală şi pietonală. Este un fenomen de risc meteorologic major, care produce multe accidente.

6.5.2.***Condensarea şi sublimarea vaporilor de apă pe suprafața terestră***

Se produc în situația contactului aerului cu suprafața răcită a solului sau a diferitelor obiecte, până la temperatura punctului de rouă, când se atinge starea de saturație. Vaporii de apă se condensează sau sublimează formând o serie de depuneri: *rouă, brumă, chiciură, depuneri lichide şi solide, polei*.

6.5.2.1. Roua

Se formează în timpul nopților senine, în perioada caldă a anului datorită radiației nocturne intense, care asigură o răcire sub punctul de rouă a diferitelor suprafețe: vegetație (iarbă şi frunze). Aerul trebuie să fie suficient de umed, iar amestecul turbulent inexistent. Are un efect benefic asupra culturilor şi vegetației, în general, în zonele şi perioadele secetoase.

6.5.2.2. Bruma

Apare toamna, iarna şi primăvara, în urma procesului de sublimare a vaporilor pe suprafața terestră răcită la valori termice sub 0°C. Este formată din particule foarte fine de gheață, sub forma unui strat albicios. Se formează în condiții de timp senin, umiditate suficientă, vânt slab sau calm atmosferic. Brumele târzii de primăvară şi timpurii de toamnă au un efect negativ asupra plantelor de cultură, reprezentând adevărate riscuri meteorologice, uneori calamitând recoltele.

6.5.2.3. Chiciura

Se mai numeşte promoroacă sau bură. Este o depunere solidă care apare fie prin sublimarea vaporilor de apă, *chiciura moale*, fie prin îngheţarea picăturilor foarte fine suprarăcite, *chiciura tare*, grăunţoasă.

Chiciura moale este cristalină şi formează un strat moale afânat pe obiectele suspendate în aer sau pe cele verticale (conductori aerieni, copaci, garduri, stâlpi etc.). Se produce în condiţii de vânt slab sau inexistent, în prezenţa aerului umed şi ceţos.

Chiciura tare se formează prin îngheţarea picăturilor foarte fine, suprarăcite, pe obiecte aflate în calea vântului, care transportă picături de ceaţă suprarăcită. Este foarte frecventă în regiunile de munte, pe platouri şi vârfuri, cu vânt puternic, unde poate depăşi 1 m grosime.

6.5.2.4. Depunerile lichide şi solide

Se produc atunci când o masă de aer cald şi umed cu temperaturi pozitive, în condiţii de cer acoperit sau ceaţă, invadează o regiune mai rece, producând umezirea suprafeţelor verticale expuse vântului (stânci, trunchiuri de arbori, pereţi etc.). În cazul advecţiei aerului umed peste o suprafaţă răcită sub 0°C, se formează depuneri solide, având aspect de crustă de gheaţă albă, opacă pe suprafeţele reci expuse vântului.

6.5.2.5. Poleiul

Este un strat compact de gheaţă transparentă sau opacă, ce se depune în anotimpul rece pe sol şi pe obiectele de pe sol. Provine din ploi şi burniţe alcătuite din picături suprarăcite, care îngheaţă la contactul cu suprafeţele ale căror temperaturi sunt cuprinse între 0,1°C şi 1,0°C. Suprarăcirea picăturilor se produce când în căderea lor traversează un strat de aer cu temperatura sub 0°C. Mai există şi un tip de polei denumit *secundar*, care se formează prin îngheţarea picăturilor fine nesuprarăcite la contactul cu suprafaţa solului deja răcit sub 0°C.

Poleiul, ca şi ceaţa densă, reprezintă un fenomen meteorologic de risc major pentru siguranţa transporturilor, în special rutiere.

6.6. **Norii**

Reprezintă principala formă de condensare şi sublimare a vaporilor de apă în atmosfera liberă.

6.6.1.***Geneza norilor***

Cauzele principale ale formării norilor sunt: *răcirea adiabatică prin mişcări ascendente ale aerului* şi *răcirea prin radiaţie a aerului umed sub punctul de rouă*, în prezenţa nucleelor de condensare.

Înălţimea la care se formează norii şi microstructura lor sunt în funcţie de anumite niveluri caracteristice pe care le poate atinge norul în timpul dezvoltării sale (fig. 40):

- *nivelul de condensare* reprezintă baza norului şi corespunde cu înălţimea la care începe condensarea vaporilor de apă în atmosfera liberă în urma răcirii adiabatice sau dinamice a aerului *;*

- *nivelul izotermiei de 0°C* este nivelul la care se situează suprafaţa de 0°C. El poate fi sub nivelul de condensare, atunci când temperatura punctului de rouă are valori negative sau deasupra acestuia, când temperatura punctului de rouă este pozitivă. Între aceste două nivele, norul este alcătuit din picături de apă şi cristale de gheaţă pe cale de topire. Peste acest nivel norul este format din picături de apă suprarăcită şi cristale formate prin sublimarea vaporilor. Aici se produce fenomenul de givraj, foarte periculos în aeronautică*;*

- *nivelul nucleelor de gheaţă* sau de sublimare apare la înălţimea la care temperatura coboară sub –10°…-20°C, nivel deasupra căruia norul este format din cristale de gheaţă provenite din sublimarea vaporilor de apă şi picături suprarăcite. Este zona în care încep să se formeze elementele de precipitaţii care cad din nori. Peste nivelul nucleelor de gheaţă, norul este alcătuit în majoritate din cristale de gheaţă mai ales la înălţimi la care temperatura scade sub -40°C*;*

- *nivelul de convecţie* corespunde cu partea superioară a norului, deci cu înălţimea la care se opreşte convecţia ascendentă. Aceasta are loc la înălţimea la care apare o stratificaţie termică stabilă sau stratul de inversiune care se opune mişcării ascendente a aerului.

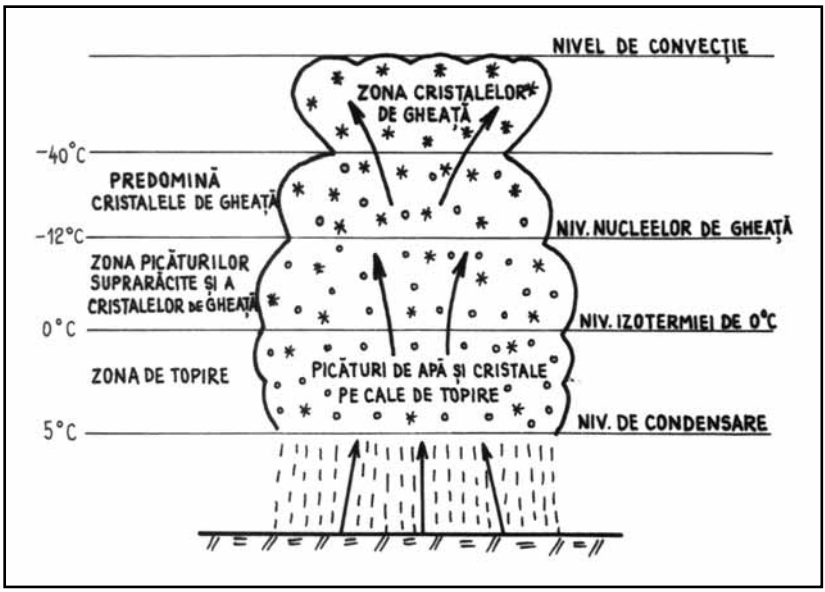


Fig. 40. Nivelurile caracteristice unui nor în formare. Sursa: Măhăra, 2001

6.6.2. ***Clasificarea norilor***

Criteriile principale de clasificare a norilor sunt:

- *după formă sau aspect exterior* (criteriul morfologic);
- *după înălțimea la care apare baza norului* deasupra suprafeței solului: nori superiori (peste 6 km), mijlocii (6-2 km), inferiori (2-0 km), nori cu mare dezvoltare verticală;
- *după geneză*: nori de convecție, frontali (apar pe linia de separație a două mase de aer cu proprietăți termobarice diferite), de mișcare ondulatorie a aerului (de-a lungul suprafețelor orizontale de separație dintre două mase de aer), de turbulență (în masele de aer umede deplasate deasupra uscatului) şi de radiație (sub stratul de inversiune care se formează în timpul răcirii prin radiație-Stratus);
- *după structura microfizică*: nori alcătuiți din cristale de gheață sunt norii superiori din genurile Cirrus, Cirrocumulus şi Cirrostratus, nori alcătuiți din picături de apă sunt norii inferiori şi norii cu structură mixtă, cei cu dezvoltare mare pe verticală, Cumulus congestus şi Cumulonimbus.

6.6.2.1. După aspectul morfologic

Norii pot fi sub formă de grămezi izolate (*Cumulus*); nori în formă de grămezi compacte cu aspect de valuri (*Stratocumulus*) şi nori sub formă de pânză continuă (*Stratus*), sub formă de blăniță de miel (*Cirrocumulus*), sub formă de fulgi, pene, cârliguțe (*Cirrus*).

6.6.2.2. După altitudinea de formare a bazei norului

Se deosebesc patru categorii de nori, fiecare fiind definită prin genuri specifice: *Cirrus, Cirrocumulus* şi *Cirrostratus* fac parte din etajul superior ale cărui limite sunt între 6-10 km; din etajul mijlociu fac parte norii *Altocumulus*, cu limitele între 2-6 km, iar din etajul inferior cu înălțime între 0-2 km, *Stratocumulus* şi *Stratus*, cu limitele între suprafața solului şi 2000 m. Norii *Altostratus* aparțin etajului mijlociu, însă ei se întind şi în etajul superior; norii *Nimbostratus* sunt localizați de obicei în etajul mijlociu, dar se pot găsi şi în celelalte etaje; norii *Cumulus* şi *Cumulonimbus*, în mod obişnuit au baza în etajul inferior, iar vârfurile lor pot pătrunde în etajul mijlociu şi chiar în cel superior. Aceştia din urmă se mai numesc şi nori cu dezvoltare mare pe verticală.

6.6.2.3. După condițiile de formare (geneză)

Norii se clasifică în: *nori de convecție, nori frontali*, *nori de turbulență, nori de radiație, nori ce apar în urma mişcării ondulatorii a aerului, norii orografici.*

Norii de convecție apar în urma mişcărilor convective, puternic ascendente ale aerului, ca urmare a încălzirii exagerate a suprafeței active (convecția termică) sau ca urmare a dislocării forțate a aerului cald de către vânt peste un obstacol sau prin advecția unei mase de aer rece care dislocă masa de aer cald (convecția dinamică). Apar, de obicei, într-o masă de aer stratificată instabil. Norii de convecție termică sunt cumuliformi care pot fi situați la diferite înălțimi în funcție de forța de ascendență a aerului: Cumulus humilis, cu înălțimea cea mai mică, nu dau precipitații, sunt considerați nori de timp frumos, Altocumulus cumuliformis la o înălțime medie în troposferă, Cumulus congestus şi Cumulonimbus la înălțimi mari, din care cad precipitații sub formă de averse (fig. 41).

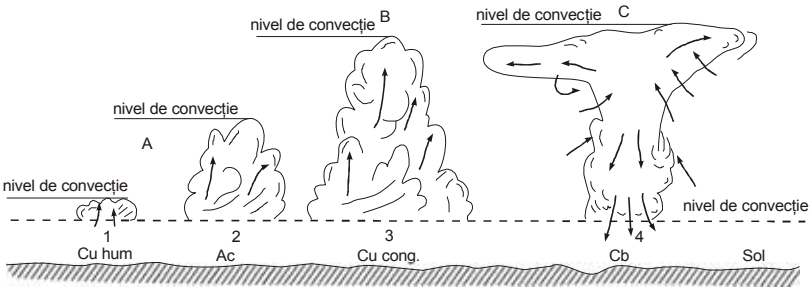


Fig. 41. Modul de formare a norilor convectivi

Norii frontali apar pe linia unui front atmosferic care separă două mase de aer cu proprietăți diferite, în special de temperatură. Fiecare tip de front atmosferic este însoțit de nori specifici (mai multe amănunte în capitolul de Meteorologie sinoptică).

Norii de turbulență se formează prin deplasarea maselor de aer umed oceanic deasupra suprafețelor continentale şi prezintă mişcări turbulente sub stratul de inversiune termică. Norii din această categorie sunt stratiformi (genurile Stratus şi Stratocumulus) din care cad precipitații slabe cantitativ.

Norii de radiație apar în urma răcirii radiativ-nocturne a aerului, toamna şi iarna, sub stratul de inversiune termică, în timpul zilei disipându-se o dată cu încălzirea aerului. De obicei sunt nori sub formă de pânză continuă din genul Stratus.

Norii de mişcare ondulatorie sau de undă apar din cauze diferite, la limita straturilor de inversiune sau prin deplasarea aerului peste masive muntoase alcătuite din culmi paralele şi văi. Pe unda ascendentă se formează nori de tip Altocumulus lenticularis şi Stratocumulus, care se risipesc pe partea descendentă unde comprimarea adiabatică a aerului creează fenomenul de foenizare uşoară, cerul devenind senin şi temperatura aerului mai ridicată decât în partea ascendentă a undei (fig. 42 şi 43).

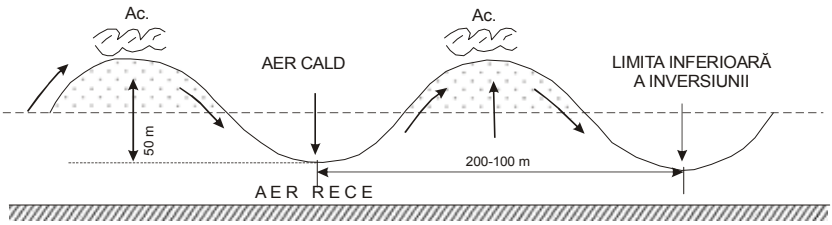


Fig. 42. Modul de formare a norilor de mişcare ondulatorie

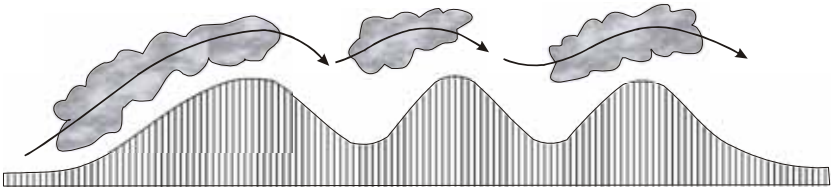


Fig. 43. Formarea norilor de undă orografici

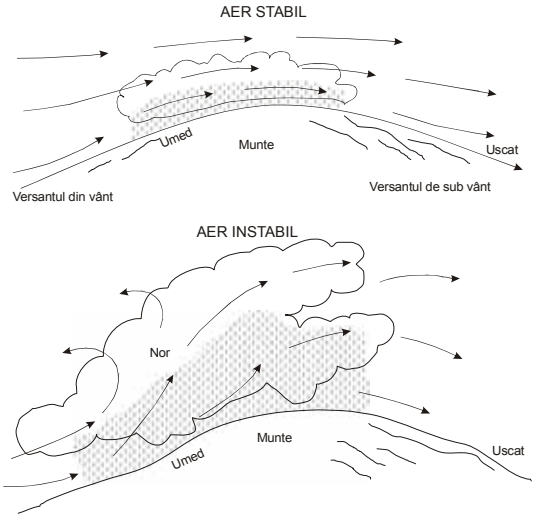


Fig. 44. Dezvoltarea norilor orografici în mase de aer stabil şi instabil
Sursa: Ciulache, 2002

Norii orografici se formează în situația escaladării forțate a aerului pe versanții munților. Aerul se răcește simțitor prin destindere adiabatică, iar condensarea vaporilor de apă este rapidă, formându-se nori cu mare dezvoltare verticală de genul Cumulus şi Cumulonimbus într-o masă stratificată instabil (fig. 44).

6.6.2.4. După structura microfizică

În funcție de starea de agregare a apei ce se află în compoziția lor există: nori formați din particule lichide (*Stratus, Stratocumulus, Cumulus* şi în parte *Altocumulus*); nori formați din particule solide: cristale de gheață, fulgi de nea, măzăriche (*Cirrus, Cirrostratus* şi *Cirrocumulus*); nori micşti, compuşi din picături de apă, dar şi particule solide (*Cumulonibus, Nimbostratus* şi în parte *Altocumulus* şi *Altostratus*).

Toți norii, indiferent de înălțimea şi forma lor au aceleaşi părți componente: baza (partea inferioară a norului), vârful (partea cea mai înaltă a norului), grosimea (distanța dintre bază şi vârful norului), întinderea (sau lungimea maximă a norului) şi înălțimea bazei (sau plafonul, ce reprezintă distanța de la suprafața topografică până la baza norului).

6.6.3. ***Descrierea norilor***

Conform normelor O.M.M., în clasificarea internațională a norilor sunt cuprinse 10 genuri principale de nori.

1. *Cirrus* (*Ci* din latinescul *cirrus* care înseamnă bucle de păr, tufă de crini, pană de pasăre) sunt nori separați, în formă de filamente, bancuri sau benzi albe. Au aspect fibros şi strălucire mătăsoasă, sunt alcătuiți din cristale de gheață şi destul de transparenți (aceşti nori nu ecranează vizibilitatea Soarelui, stelelor şi a Lunii). Dintre speciile mai reprezentative sunt: *fibratus* (sub formă de filamente; din latinescul *fibratus* care înseamnă fibros, construit din fibre sau din filamente), *uncinus* (în formă de virgule, cârlige; din latinescul *uncius* care înseamnă cârlig, curbat), *spissatus* (în formă de tufiş, snop; din latinescul *spissatus* participiul trecut al verbului *spissare*, care înseamnă a îngrăşa, condensa, compact), *radiatus* (răsfirați ca ramurile unui copac) ş.a. (fig. 45).

2. *Cirrocumulus* (*Cc* nume compus din cirrus şi cumulus) sunt nori prezenți sub forma unor bancuri sau pături, compuşi din elemente

mici granulare, valuri, riduri dispuse mai mult sau mai puțin regulat. Sunt nori alcătuiți din cristale de gheață şi prevestesc o schimbare în rău a vremii.

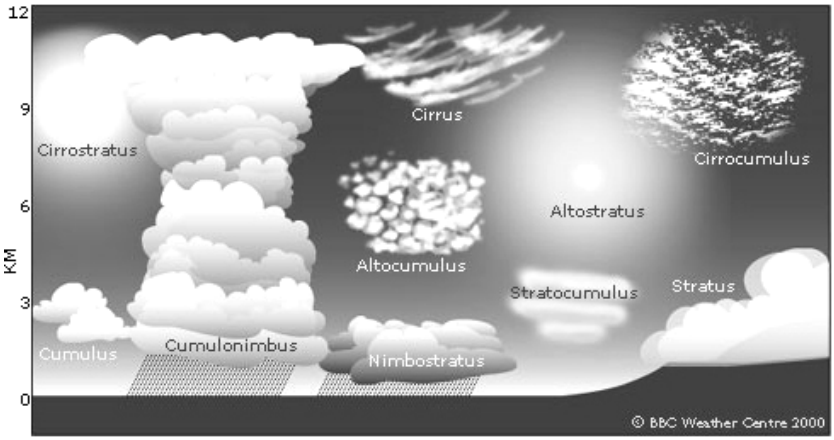


Fig. 45. Tipuri de nori

3. *Cirrostratus* (*Cs* nume compus din cirrus şi stratus) este tipul de nor care arată ca un voal noros transparent şi albicios, cu aspect fibros sau neted, acoperind parțial sau integral cerul. În general, produce fenomenul optic numit „halo“ (solar sau lunar) şi este constituit din cristale de gheață. De regulă, aceşti nori anunță ploaie.

4. *Altocumulus* (*Ac* nume compus din latinescul *altum*, care înseamnă locuri înalte, partea de sus a atmosferei şi cumulus) se prezintă sub formă de bancuri, grămezi sau şiruri de nori, de culoare albă sau gri şi cu umbre proprii. În general, este compus din picături de apă, dar conțin uneori şi cristale de gheață. La trecerea prin dreptul Soarelui sau a Lunii formează fenomenul numit „coroană“ (reprezintă un inel în jurul acestor aştrii, colorat în roşu la exterior şi verde în interior). De regulă, din acest tip de nori nu cad precipitații şi sunt foarte variați ca aspect exterior. Ca specii de *Altocumulus* se pot cita: *lenticularis* (în formă lenticulară, sunt deseori nori de undă-orografici; de la latinescul *lenticularis*, diminutivul cuvântului *lens*, care înseamnă lentilă), *castellanus* (la partea superioară au formă de mici turnulețe sau dinți de fierăstrău, sunt prevestitori de oraje; din latinescul *castellanus*, derivat de la *castelum* care înseamnă castel

puternic, ceva fortificat), *cumuliformis* (în formă de grămăjoare împrăştiate pe orizontală) ş.a.

5. *Altostratus* (*As* nume compus din altum şi stratus) se prezintă ca un strat sau o pătură de nor de nuanţă albăstruie sau cenuşie cu aspect striat, fibros sau uniform, acoperind în întregime sau parţial cerul. Prezintă părţi destul de subţiri prin care se poate vedea vag Soarele, nu prezintă fenomenul de „halo“. Are o întindere foarte mare pe orizontală (de sute de km), iar pe verticală grosimea lui atinge sute sau chiar mii de metri. Din *Atostratus* cad uneori precipitaţii care pot acoperi suprafaţa topografică, dar de cele mai multe ori se evaporă înainte de a ajunge la sol (virga).

6. *Nimbostratus* (*Ns* nume compus din latinescul *nimbus*, care înseamnă ploios şi stratus) este un strat noros cenuşiu închis, al cărui aspect vaporos se datorează căderilor de ploaie sau de ninsoare cu caracter continuu şi liniştită, au baza destrămată datorită căderii precipitaţiilor. Ecranează în totalitate Soarele, datorită grosimii lui destul de mare. *Nimbostratus* acoperă regiuni vaste şi are o extindere mare pe verticală. Are în componenţa lui picături de apă (adesea subrăcită, uneori cristale şi fulgi de zăpadă). De obicei, aceşti nori se formează din *Altostratus,* care se îngroaşă şi se îndesesc treptat.

7. *Stratocumulus* (*Sc* nume compus din stratus şi cumulus) sunt sub formă de banc, grămadă sau pătură de nori gri sau albicioşi cu unele părţi întunecate sub formă de rulouri, care pot fi sau nu sudate între ele. Sunt alcătuiţi din picături de apă sau din zăpadă grăunţoasă. Sunt norii cei mai frecvenţi, mai ales iarna, când acoperă cerul zile întregi, dar deşi apoşi, nu dau ploi decât foarte rar şi cu o intensitate şi cantitate redusă.

8. *Stratus* (*St* de la latinescul *stratus*, participiul trecut al verbului *sternere*, care înseamnă întindere, etalare, aplatizare) sunt norii cei mai joşi (100-400 m) sub formă de pânză noroasă, în general de culoare cenuşie, cu baza destul de uniformă, fiind deseori asemănători cu o ceaţă înaltă. Se compun din mici picături de apă, iar iarna din mici particule de gheaţă, ceea ce dau vremii un aspect ceţos. La orele amiezii aceştia se subţiază şi dispar sub formă de bancuri de ceaţă purtate de vânt. Din ei pot cădea precipitaţii slabe, sub formă de burniţă, zăpadă grăunţoasă sau ace de gheaţă. Adeseori, ei se formează şi dispar în aceeaşi regiune, fiind denumiţi şi nori locali.

9. *Cumulus* (*Cu* de la latinescul *cumulus* care înseamnă grămadă, stivuire, îngrămădeală) sunt nori groşi sub formă de movile, cupole sau turnuri, având contur bine delimitat şi care se dezvoltă mai mult pe

verticală. Sunt de culoare alb-strălucitoare, iar baza lor este întunecată şi mai mult orizontală şi apar prin curenţii de convecţie (pe litoral, formarea norilor este favorizată de brize). De obicei, aceşti nori nu dau precipitaţii, iar dacă acestea se formează apar sub forma unor picături izolate de ploaie. Ca specii, putem cita: *humilis* (de dimensiuni mici, sub forma unor grămezi mărunte şi cu o slabă dezvoltare pe verticală; din latinescul *humilis*, care înseamnă puţin înalt, de talie mică), *mediocris* (au extindere verticală moderată, cu vârfurile mai bine dezvoltate; din latinescul *mediocris* care înseamnă mijlociu, categorie medie), *congestus* (au o extindere verticală mare, conturul bine definit şi sunt într-o continuă frământare, prin contopirea mai multor specii de *congestus* se formează munţi de culoare albă-stălucitoare, care clocotesc şi pot genera precipitaţii sub formă de averse în zonele tropicale; din latinescul *congestus* participiul trecut al verbului *congere*, care înseamnă a îngrămădi, a stivui, a acumula). Când dezvoltarea pe verticală este intensă norii *Cumulus* se transformă în *Cumulonimbus*.

Fig. 46. Nori cu mare dezvoltare verticală de tip Cumulonimbus

10. *Cumulonimbus* (*Cb)* nume compus din cumulus şi nimbus sunt nori denşi, groşi, de culoare închisă-plumburie la bază şi albicioasă la vârf, sau cu extindere plată sub forma unei nicovale. Au extindere verticală mare până la înălțimi de10-12 km, iar la tropice 15 km şi chiar mai mult. Au forma unor munți sau turnuri enorme, cu o bază ce cuprinde o suprafață vastă. Precipitațiile căzute din acest tip de nori sunt sub formă de averse şi de obicei însoțite de fenomene orajoase (furtuni, vijelii, fulgere). Speciile mai importante sunt: *calvus* (din care cad precipitații sub formă de averse şi nu prezintă aspect fibros sau striat; din latinescul *calvus*, care înseamnă chel, ceva jupuit, despuiat), *capillatus* (caracteristic prin structura fibroasă, iar partea superioară se prezintă ca un evantai; din latinescul *capillatus*, care înseamnă păros, derivat de la *capillus*, care înseamnă păr, coadă de cometă) ş.a. (fig. 46).

6.7. **Nebulozitatea şi durata de strălucire a Soarelui**

Sunt două elemente meteorologice importante care se află într-o strânsă interdependență.

6.7.1. ***Nebulozitatea***

Reprezintă gradul de acoperire cu nori a boltei cereşti. Ea este importantă în practica meteorologică, îndeosebi în prognozele meteorologice, unde sistemele noroase sunt urmărite prin imagini satelitare şi cu ajutorul radarului. Este, de asemenea, importantă în schimbul radiativ-caloric al sistemului Soare-Atmosferă-Pământ, modificând valorile acestuia, şi în cercetările climatologice, agrometeorologice şi biometeorologice.

Se apreciază prin zecimi de cer acoperit, valoarea ei minimă fiind 0 în cazul cerului senin şi maximă în situația unui cer complet acoperit cu nori. Pentru situațiile intermediare valorile ei se notează, prin aprecierea observatorului, cu cifre corespunzătoare de la 1 la 9. În funcție de aceste valori pot fi apreciate gradul de nebulozitate şi semnificația zilelor (tabelul 21).

Nebulozitatea poate fi *parțială* sau i*nferioară* atunci când se fac aprecieri asupra norilor inferiori, şi *totală*, pentru aprecierea tuturor genurilor de nori.

Tabelul 21. Semnificația zilelor după valoarea nebulozității

Nebulozitatea (valori medii)	Semnificația zilelor
0-3,5	senine
3,6-7,5	noroase
7,6-10	acoperite

6.7.1. 1. Variațiile nebulozității

Ca orice element meteorologic, nebulozitatea prezintă variații diurne şi anuale în funcție de anumiți factori fizico-geografici: structura şi particularitățile suprafeței active, momentul zilei şi al anului, latitudinea geografică, dar şi antropici: poluarea atmosferei.

Variațiile diurne. Sunt determinate de zona climatică, anotimp, regimul temperaturii şi umezelii aerului deasupra unei anumite suprafețe active, ce îşi are proprietățile ei caracteristice şi, bineînțeles, de tipurile de nori formați.

În zonele de climă temperată, vara, oscilația diurnă a nebulozității pe continente, prezintă două maxime: unul principal, după amiaza (datorită convecției puternice a aerului şi apariției norilor cumuliformi) şi altul secundar, înainte de răsăritul Soarelui (determinat de norii stratiformi ce se formează noaptea datorită radiației terestre). Între aceste două maxime din timpul zilei se produc două minime (înainte de amiază şi către seară). Iarna, datorită slăbirii accentuate a convecției termice din timpul zilei şi predominării norilor stratiformi formați în timpul nopții, nebulozitatea prezintă doar un maximum dimineața şi un minim către seară (fig. 47).

În zona de climă caldă, pe continente, nebulozitatea înregistrează un singur maximum între orele 12-14, fără apariția celui de-al doilea datorită neformării norilor stratiformi în timpul nopții.

Deasupra oceanelor şi mărilor variația diurnă a nebulozității se prezintă invers celei de deasupra uscatului. Astfel, în timpul zilei se dezvoltă norii stratiformi, iar convecția termică ce apare noaptea, când apa este mai caldă decât aerul, creează un maximum în cea de a doua parte a acesteia.

În zonele montane, evoluția diurnă a nebulozității depinde de modul de încălzire şi răcire a versanților şi văilor. În timpul verii, dimineața este senin, convecția termo-orografică, ce apare treptat ca urmare a încălzirii suprafeței active, determină apariția unui maximum al nebulozității în orele amiezii. În timpul nopții cerul se înseninează treptat datorită slăbirii în intensitate a mişcărilor ascendente convective ale aerului şi predominării celor descendente.

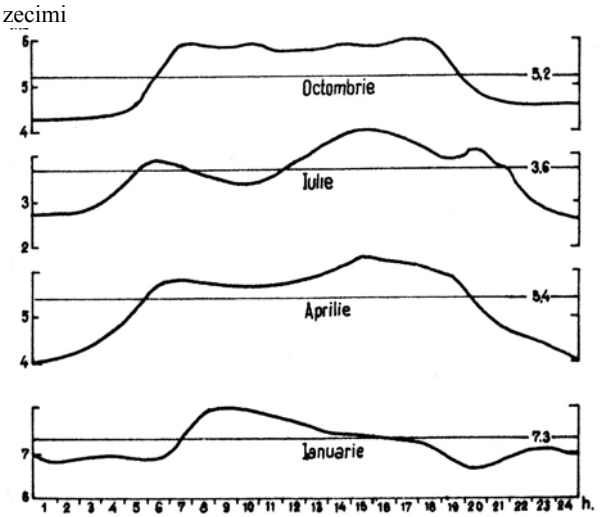


Fig. 47. Regimul diurn al nebulozității la Bucureşti-Băneasa.
Sursa: Dumitrescu, 1973

Variațiile anuale ale nebulozității. Regimul anual al nebulozității depinde de latitudinea geografică, de condițiile climatice generale şi de influențele locale.

La latitudinile medii, se remarcă o valoare maximă în timpul iernii şi o valoare minimă în perioada caldă a anului (fig. 48). În Europa, maxima de iarnă se datorează activității ciclonice foarte intense, care determină o nebulozitate de tip frontal, legată de succesiunea rapidă a fronturilor atmosferice însoțite de o gamă diversă de tipuri de nori. Valoarea minimă din a doua parte a verii şi din timpul toamnei este în strânsă legătură cu formarea norilor cumuliformi, de convecție, care apar destul de rar. În interiorul marilor suprafețe continentale deasupra cărora, iarna, predomină un regim anticiclonic caracterizat prin descendența aerului, valoarea maximă a nebulozității apare vara şi toamna, iar cea minimă, iarna.

Pe suprafețele oceanice de la latitudinile mijlocii şi superioare apar o maximă de vară sau toamnă şi o minimă de primăvară.

La latitudinile subtropicale, nebulozitatea este minimă vara, când predomină regimul anticiclonic şi maximă iarna, când activitatea ciclonică este mai frecventă.

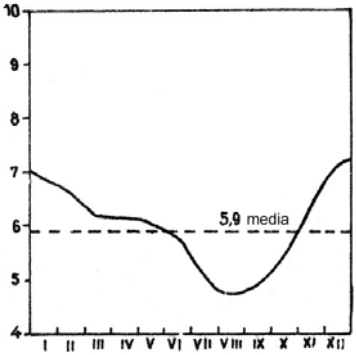


Fig. 48. Regimul anual al nebulozității la Bod.Sursa: Dumitrescu, 1973

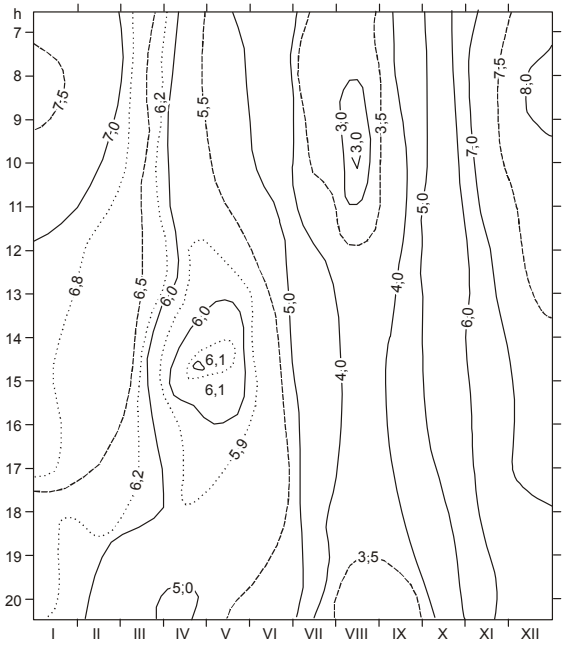


Fig. 49. Reprezentarea izopletară a nebulozității la Bucureşti.
Sursa: Dumitrescu, 1973

La latitudinile tropicale, dominate de prezența vânturilor alizee, maximum nebulozității este vara şi minimum iarna. În regiunile în

care predomină circulaţia musonică, regimul anual al nebulozităţii este acelaşi, dar mai bine individualizat.

În zonele înalte montane din clima temperată, nebulozitatea minimă este iarna, când în văi se formează norii stratiformi datorită inversiunilor de temperatură, şi este maximă vara datorită predominării convecţiei termice şi formării norilor cumuliformi. O excepţie apare pe versanţii aflaţi în calea maselor de aer şi vânturilor dominante, unde maximum de nebulozitate poate apărea şi iarna datorită convecţiei orografice.

Reprezentarea grafică sub forma izopletelor a valorilor medii orare, lunare şi anuale ale nebulozităţii pune şi mai bine în evidenţă, tridimensional, evoluţia nebulozităţii (fig. 49).

6.7.2. ***Durata de strălucire a Soarelui***

Reprezintă intervalul orar de timp din cursul zilei în care razele Soarelui ajung direct într-un punct dat de pe suprafaţa terestră. Ea se exprimă în ore şi zecimi de oră. Datorită formării norilor care ecranează radiaţia solară din timpul zilei, în meteorologie se folosesc durata posibilă zilnică de strălucire a Soarelui şi durata efectivă de strălucire a Soarelui.

Durata posibilă de strălucire a Soarelui reprezintă timpul scurs dintre răsăritul şi apusul Soarelui în care razele solare ar putea atinge suprafaţa terestră dacă nu ar întâlni obstacolul format de nori. Ea se calculează astronomic în funcţie de latitudinea locului respectiv şi de perioada anului.

Durata efectivă zilnică de strălucire a Soarelui reprezintă intervalul dintre răsăritul şi apusul Soarelui în care razele solare vin în contact direct cu suprafaţa terestră într-un anumit loc. În situaţia unei zile complet senine, durata posibilă este egală cu durata efectivă de strălucire a Soarelui.

Raportul dintre durata efectivă de strălucire a Soarelui (d) şi durata posibilă (D) reprezintă fracţia de insolaţie şi se exprimă în procente, conform relaţiei:

$$f = \frac{d}{D}\%$$

Valoarea fracţiei de insolaţie arată cât la sută din durata posibilă străluceşte, efectiv, Soarele şi depinde de poziţia geografică a punctului pentru care se calculează.

În variație diurnă sau anuală, valoarea duratei de strălucire a Soarelui este strâns legată de valoarea nebulozității, când nebulozitatea are valoare maximă, durata de strălucire a Soarelui este minimă şi invers.

6.8. **Precipitațiile atmosferice**

Sunt produse finale ale condensării şi sublimării vaporilor de apă, constituind totalitatea particulelor de apă lichidă şi solidă care cad din nori şi ating suprafața Pământului. Pot fi sub formă de: ploaie, zăpadă, lapoviță, burniță, măzăriche, grindină etc. Împreună cu depunerile pe suprafața terestră (roua, bruma, chiciura, poleiul etc.) alcătuiesc *hidrometeorii*.

6.8.1. ***Geneza precipitațiilor***

Condițiile principale de formare a precipitațiilor sunt: *creşterea picăturilor şi cristalelor din nori*, astfel ca ele să poată învinge rezistența aerului şi forța curenților ascendenți, pentru a atinge suprafața terestră. Creşterea componentelor din nori (care este cauza principală a genezei) se realizează prin trei procese: *condensarea sau sublimarea directă a vaporilor de apă pe particule noroase, contopirea particulelor din nori* (coalescență) şi *givraj* (ciocnirea cristalelor de gheață cu picăturile de apă suprarăcită, care îngheață şi formează granule de gheață (măzărichea, grindina). Acesta este un fenomen deosebit de periculos în aeronautică.

Viteza de cădere a particulelor depinde de mărimea lor (tabelul 22) şi ocilează între 0,3 m/s la o picătură de 0,1 mm diametru (în cazul burniței) până la 8,0 m/s la o picătură cu diametrul de 5,0 mm (în aversa puternică de ploaie). Fulgii de zăpadă au o cădere mult mai mică, chiar în situația unei averse de zăpadă.

Viteza de cădere a particulelor de apă, gheață, grindină etc. este totdeauna mai mare cu cât nivelul maxim de condensare al norilor este situat la mari înălțimi, unde temperatura scade mult sub 0°C (exemplu norii Cumulonimbus).

La latitudini mijlocii (unde este situată şi țara noastră), ploaia şi zăpada au o geneză comună în norii cu structură mixtă, instabilă (Nimbostratus şi Cumulonimbus). În situația în care cristalele de gheață traversează, în căderea lor, un strat de aer cu o temperatură pozitivă ei se topesc şi ajung la sol sub formă de ploaie. Când

grosimea stratului de aer cu temperatură pozitivă este mai mică, fulgii de zăpadă se topesc parțial, se amestecă cu ploaia ajungând la sol sub formă de lapoviță (precipitație mixtă). În timpul iernii, în situația unui strat de aer cu temperaturi negative pe toată grosimea lui, cristalele de gheață formate în partea superioară a norului se contopesc cu picăturile suprarăcite din partea centrală a coloanei de aer, cresc în diametru şi cad sub formă de fulgi de zăpadă (fig. 50).

Tabelul 22. Viteza de cădere a picăturilor de apă lichidă în relație cu diametrul lor

Diametru (mm)	Tipul de ploaie	Viteza (m/s)
0,1	burniță	0,3
0,5	ploaie măruntă	3,5
1,0	ploaie obişnuită	4,4
1,5	ploaie obişnuită	5,7
2,0	ploaie intensă	5,9
3,0	ploaie torențială	6,9
4,0	aversă	7,7
5,0	aversă puternică	8,0

Sursa: Măhăra, 2001

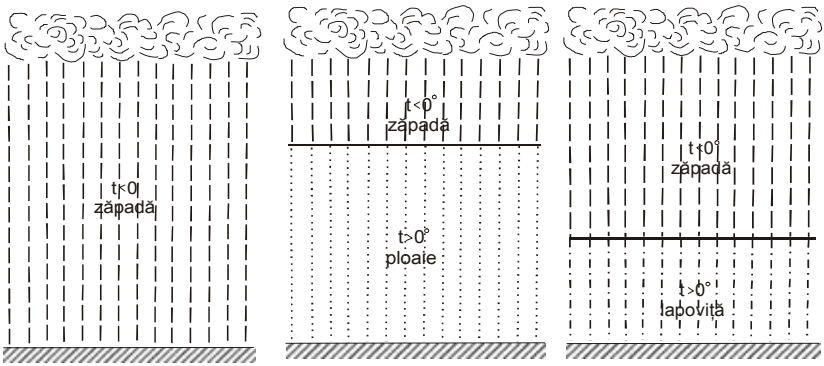


Fig. 50 Condițiile atmosferice necesare formării ploii, lapoviței şi ninsorii. Sursa.: Pop, 1988

În zona de climă caldă, de obicei, nivelul convecției dintr-un nor nu atinge izotermia de 0ºC, astfel că, formarea ploii nu mai trece prin faza de gheață.

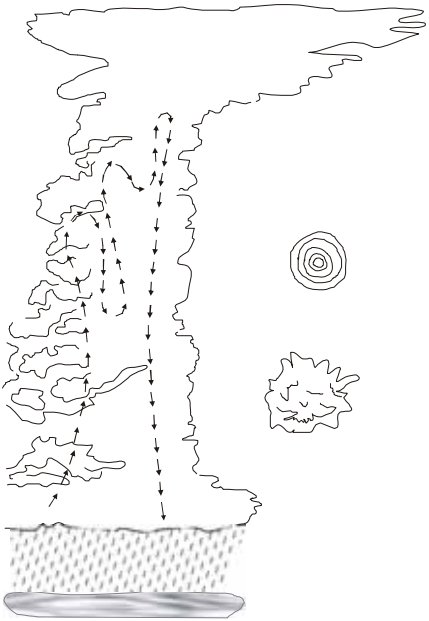


Fig. 51. Formarea grindinei în norul Cumulonimbus. Forma unui bob de grindină în secțiune transversală. Sursa: Dumitrescu, 1973

Zăpada şi ploaia se pot forma şi în norii Altostratus, tot cu structură mixtă, însă puțin dezvoltați pe verticală şi, în consecință, precipitațiile sunt slabe cantitativ, sub formă de burniță. În mod frecvent, vara, ploaia care cade din astfel de nori se evaporă până a ajunge la sol, fenomenul fiind cunoscut sub denumirea de *virga.* Tot în norii cu structură mixtă se formează şi măzărichea moale şi tare. Aceasta din urmă reprezintă forma de trecere către grindină. Cele mai bune condiții de creştere şi formare a boabelor de grindină se găsesc în norii Cumulonimbus, unde grăunțele de măzăriche tare sunt purtate de mai multe ori de curenții ascendenți de aer, foarte puternici, prin zona superioară a norului. Pe acestea se depun straturi concentrice de gheață prin sublimare şi coagulare, mărind diametrul acestora. Greutatea şi mărimea boabelor de grindină depind de forța şi durata

curenților convectivi din nor (fig. 51). Cu cât greutatea boabelor de grindină este mai mare, cu atât viteza lor de cădere, dar şi de distrugere, este mai mare, grindina fiind un fenomen meteorologic de risc, cu efect mare de distrugere, mai ales în agricultură.

6.8.2.***Clasificarea precipitațiilor***

Se face după diferite criterii: *starea de agregare, geneză, cantitatea de apă căzută, durată şi intensitate.*

6.8.2.1. Clasificarea după starea de agregare

După acest criteriu, precipitațiile sunt *lichide* (ploaia, burnița), *solide* (zăpada, măzărichea, ploaia înghețată, grindina, acele de gheață) şi *mixte* (lapovița).

Ploaia este formată din picături de apă cu dimensiuni ce variază de la 0,5 mm la 5 mm în diametru. Densitatea şi diametrul picăturilor de ploaie depind de tipul de nori din care cad. Ploaia cu picături mici şi rare cade din nori mijlocii şi înalți care, uneori, se poate evapora până să ajung la sol. Ploaia cu picături mari şi foarte dese cade din norii cu mare dezvoltare pe verticală (Cu congestus şi Cb).

Burnița este o precipitație alcătuită din particule foarte fine de apă cu diametrul sub 0,5 mm, cu densitate mare ce cade din norii stratiformi (Stratus şi uneori Stratocumulus).

Zăpada este o precipitație solidă formată din cristale fine de gheață ramificate sau neramificate, a căror mărime depinde de condițiile de condensare şi sublimare a vaporilor de apă. Temperaturile negative nu prea scăzute favorizează formarea fulgilor de zăpadă, iar la cele foarte scăzute fulgii nu se formează.

Măzărichea este o precipitație solidă sub formă de granule mate, sfărâmicioase cu aspect de zăpadă (forma *moale*) sau sub formă de grăunțe de gheață sferice, parțial transparente cu un miez albicios opac (forma *tare*). Când boabele de măzăriche moale au un diametru sub 1 mm, ea se transformă în zăpadă grăunțoasă şi cade iarna din norii stratiformi, şi este un echivalent al burniței de toamnă.

Ploaia înghețată este o precipitație lichidă care îngheață înainte de a ajunge la sol, trecând printr-un strat de aer cu temperatură negativă, în situația inversiunilor de temperatură.

Grindina este o precipitație solidă alcătuită din granule de gheață de diferite forme, cu diametre variabile, în funcție de condițiile

de geneză. Cade numai din norii de tip Cumulonimbus şi poate atinge un diametru incredibil între 4 cm şi 9,3 cm, cea mai mare granulă de gheaţă măsurată până în prezent pe glob (Măhăra, 2001).

Acele de gheaţă sunt cristale de gheaţă foarte mici, sub formă de solzi sau bastonaşe. Se formează iarna şi pot pluti mult timp în aer. Norii Cirrus, cei mai înalţi, sunt alcătuiţi din cristale asemănătoare.

Lapoviţa este o precipitaţie mixtă alcătuită din picături de apă şi fulgi de zăpadă şi reprezintă o fază intermediară în procesul de formare a ploii sau zăpezii.

6.8.2.2. Clasificarea precipitaţiilor după geneză

După formarea lor, precipitaţiile sunt: convective, frontale şi orografice.

Precipitaţiile convective sunt cele care provin în urma proceselor de convecţie termică generate prin ascensiunea puternică a aerului încălzit la suprafaţa terestră (a oceanelor şi continentelor). Sunt ploi locale cu caracter de aversă, specifice zonei ecuatoriale în tot cursul anului şi zonelor temperate în anotimpul cald în orele amiezii. Cad din norii cu mare dezvoltare verticală, Cumulus congestus şi Cumulonimbus.

Precipitaţiile frontale sunt specifice sistemelor noroase care însoţesc fronturile atmosferice. Din norii frontului cald cad precipitaţii de lungă durată şi bogate cantitativ, care se produc înaintea liniei frontului, pe distanţe apreciabile. Frontul rece este însoţit de precipitaţii care cad pe o zonă îngustă însă abundente cantitativ şi de scurtă durată sub formă de aversă, acompaniate de oraje.

Acest tip de precipitaţii mai sunt cunoscute şi sub denumirea de *ciclonale*, deoarece sunt specifice formaţiunilor barice depresionare.

Precipitaţiile orografice sunt determinate de ascensiunea rapidă, forţată a aerului umed pe versanţii munţilor şi dau cantităţi mari sub formă de averse însoţite de descărcări electrice. În zonele muntoase aflate perpendicular în calea maselor de aer foarte umede venite de pe ocean, precipitaţiile orografice însumează cele mai mari cantităţi de apă de pe glob (ex. Himalaya, la poalele versantului sudic, în climat musonic se înregistrează polul ploilor – Cerapundji, 12.000 mm anual).

6.8.2.3. Clasificarea după cantitatea de apă şi durată

Conform acestui criteriu, precipitaţiile pot fi: de lungă durată şi abundente, de lungă durată şi puţin abundente, de scurtă durată şi abundente, de scurtă durată şi puţin abundente.

Precipitațiile de lungă durată şi abundente sunt caracteristice anotimpului de toamnă şi în zonele montane înalte. Sunt cunoscute sub numele de „ploi mocăneşti" şi durează cel puțin 6 ore, Cantitatea minimă de apă pe care pot să o dea este de 0,5 l/oră. Sunt precipitații ale frontului cald şi cad din norii Altostratus şi Nimbostratus.

Precipitațiile de lungă durată şi puțin abundente se numesc *burnițe* şi sunt alcătuite din picături foarte fine de apă, mai frecvente în perioada rece a anului. Cad, de obicei, din nori stratiformi.

Precipitațiile de scurtă durată şi abundente se numesc *averse* şi sunt caracteristice perioadei calde a anului. Cad din norii Cumulonimbus, încep şi se sfârşesc brusc, sunt însoțite de oraje şi dau cantități mari de apă.

Precipitații de scurtă durată şi puțin abundente se numesc *bure de ploaie* sau *fulguieli*, în funcție de anotimp. Cad din norii de tip Stratus.

6.8.2.4. Clasificarea precipitațiilor după intensitate

Intensitatea (i) unei precipitații reprezintă raportul dintre cantitatea de apă (q) în mm şi durata de timp (t) în care a căzut şi se calculează conform relației:

$$i = \frac{qmm}{t \text{ min}} \; sau \; \frac{mm}{ora}$$

După acest criteriu precipitațiile pot fi: torențiale şi netorențiale.

Torențiale sunt precipitațiile care depăşesc o anumită limită de intensitate care variază de la o zonă geografică la alta (tabelul 23).

Netorențiale sunt toate tipurile de precipitații care nu se încadrează în prima categorie.

Tabelul 23. Limitele de torențialitate ale ploilor în România

Durata (minute)	Intensitatea (mm/min)	Cantitatea minimă (mm)
1-5	1,00	5,0
6-15	0,80	12,0
16-30	0,60	18,0
31-45	0,50	22,5
46-60	0,40	24,0
61-120	0,30	36,0
121-180	0,20	36,0
> 180	0,10	36,0

Sursa: Măhăra, 2001

6.8.3. ***Regimul precipitațiilor***

Precipitațiile atmosferice sunt elementul meteorologic cu cea mai mare variabilitate neperiodică, determinată de o serie de cauze generale, dar mai ales locale, de circulație a aerului troposferic, şi fizico-geografice. Ele prezintă variații zilnice şi anuale, care le imprimă un anumit tip de regim pluviometric. Deci, regimul precipitațiilor sau pluviometric reprezintă totalitatea caracteristicilor pe care le au precipitațiile în cursul unei zile şi al unui an, în special distribuția lor în timp. Regimul pluviometric este definit prin anumite mărimi.

6.8.3.1. Mărimile care caracterizează regimul pluviometric

Sunt:

- *cantitatea de precipitații* în mm strat de apă sau l/mp;
- *zi cu precipitații*- pp ≥ 0,1 mm;
- *intensitatea precipitațiilor*-cantitatea de precipitații în unitatea de timp pe unitatea de suprafață (l/mp/min.);
- *cantitatea maximă* căzută în 24 ore;
- *numărul zilelor cu anumite cantități de precipitații*;
- *frecvența zilelor cu anumite forme de precipitații*.

Zilele cu sau fără precipitații se pot grupa în serii de zile consecutive şi pot reprezenta:

1. *perioada ploioasă* = intervalul de timp în care a plouat în fiecare zi sau în majoritatea zilelor.
2. *perioada de uscăciune* = intervalul de cel puțin 5 zile consecutive fără precipitații.
3. *perioada secetoasă* = intervalul de cel puțin 10 zile consecutive fără precipitații (aprilie-octombrie) şi cel puțin 14 zile consecutive (octombrie-martie).

6.8.3.2. Regimul pluviometric diurn

Variația zilnică a cantităților de precipitații diferă în funcție de suprafața activă (uscat sau apă), în funcție de care există tipul pluviometric diurn continental şi tipul pluviometric diurn maritimo-oceanic.

Tipul continental prezintă două maxime: dimineața (de radiație) şi după amiaza (de convecție). În timpul verii maximul principal este cel de convecție, iar iarna, cel de radiație. La latitudinile temperate,

unde există o activitate ciclonică intensă, această variație diurnă a precipitațiilor poate fi perturbată şi complicată de activitatea sistemelor noroase ce însoțesc fronturile atmosferice şi de precipitațiile aferente fiecărui tip de front atmosferic.

Tipul maritim-oceanic prezintă un maximum noaptea şi un minimum ziua, strâns legate de modul diferit de încălzire a suprafeței active. Noaptea apa este mai caldă decât aerul, se dezvoltă convecția şi condensarea vaporilor de apă, iar ziua apa este mai rece decât aerul şi predomină curenții descendenți de aer ce se opun convecției termice.

6.8.3.3. Regimul pluviometric anual

Prezintă, în principal, distribuția cantitativă a precipitațiilor în timpul unui an sub forma mediilor lunare şi anuale pe perioade lungi de timp. Regimul pluviometric anual depinde de circulația generală a aerului troposferic şi de condițiile locale fizico-geografice. Pe suprafața globului se disting următoarele tipuri principale de regim pluviometric: *ecuatorial, subecuatorial, tropical, tropical deşertic, tropical musonic, mediteranean, temperat oceanic, temperat musonic, temperat continental, polar continental, polar oceanic*[2] (fig. 52).

Tipul pluviometric ecuatorial aparține regiunilor situate în vecinătatea ecuatorului geografic, până la latitudinea de 10ºN şi S. Este caracterizat prin precipitații abundente în tot cursul anului. Totuşi, se pot observa două perioade maxime la cele două echinocții când convecția termică este mai puternică. De asemenea, se evidențiază şi două uşoare minime imediat după cele două solstiții.

Tipul pluviometric subecuatorial cu precipitații mai reduse cantitativ în comparație cu tipul ecuatorial. Apare chiar o perioadă secetoasă între cele două maxime echinocțiale. Este un tip de regim care face tranziția de la cel ecuatorial către cel tropical.

Tipul pluviometric tropical prezintă o singură perioadă ploioasă de vară, rezultată prin contopirea celor două echinocțiale din tipul ecuatorial şi o perioadă secetoasă care poate fi chiar de 6 luni.

Tipul pluviometric tropical deşertic apare la latitudinile de 20-30º N şi S, cu o scădere pronunțată a cantităților de precipitații, sub 250 mm anual şi o distribuție temporală foarte neregulată.

[2] Tipurile de regim pluviometric specifice zonelor de climă vor fi analizate amănunțit în partea a doua a cursului – Climatologie generală.

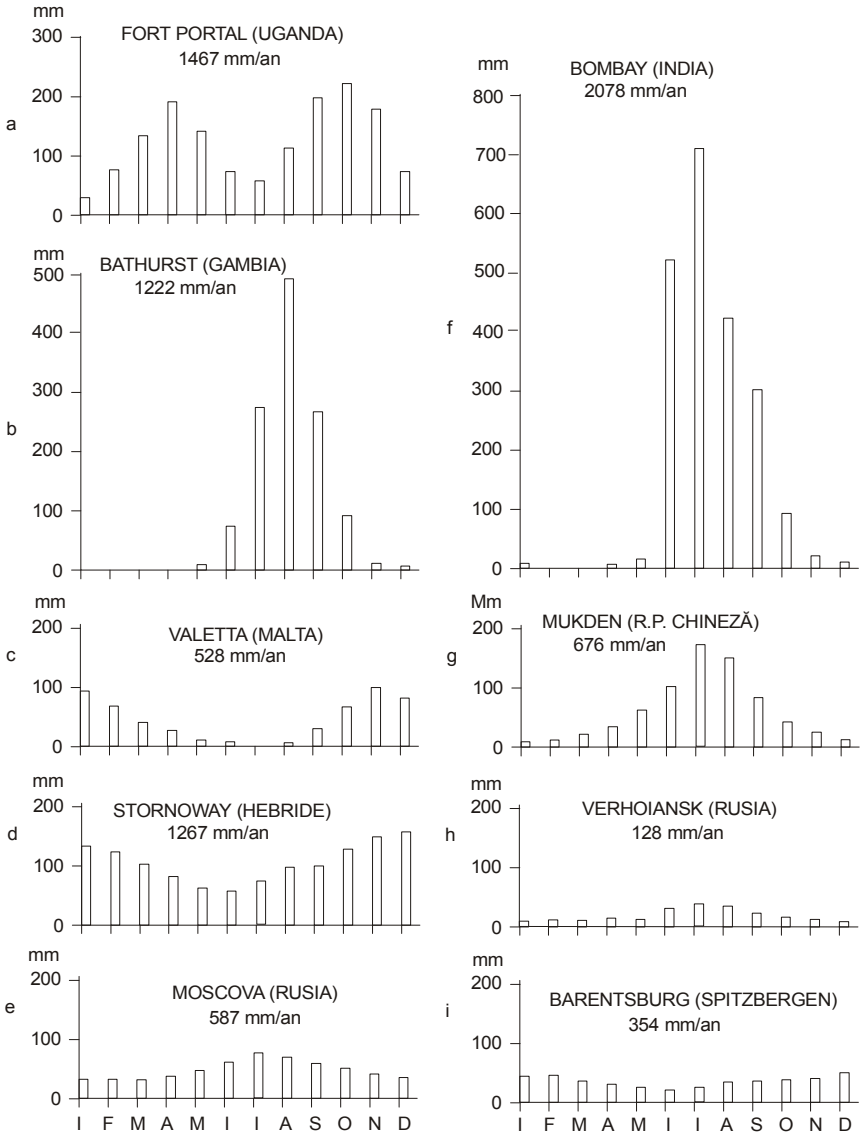


Fig. 52. Tipuri de regim pluviometric anual. Sursa: Pop, 1988

Tipul pluviometric tropical musonic este asemănător celui tropical, maxima şi minima pluviometrică fiind condiționată de musonul de vară şi, respectiv, de iarnă. Precipitațiile din anotimpul ploios pot atinge însă cantități impresionante.

Tipul pluviometric mediteranean este specific bazinului Mării Mediterane şi se caracterizează prin două perioade total diferite în timpul anului: una ploioasă iarna şi alta secetoasă vara, determinate de activitatea ciclonică sau anticiclonică .

Tipul pluviometric temperat oceanic caracterizează arhipelagurile şi insulele, dar şi regiunile vestice ale continentelor din zona de climă temperată. Predominante sunt masele de aer umed oceanic transportate de vânturile predominante şi activitatea ciclonică intensă. Precipitațiile sunt distribuite în tot cursul anului, cu un maximum în lunile de toamnă-iarnă şi cu un minimum vara, fără a apărea perioade secetoase.

Tipul pluviometric temperat musonic este specific latitudinilor mijlocii unde predomină o circulație musonică determinată de încălzirea diferită a uscatului şi apei şi apariția unor diferențe de presiune între cele două suprafețe active care duc la formarea musonilor. În lunile de vară ale fiecărei emisfere acționează musonul de vară, oceanic, cu cantități mari de precipitații, iar în cele de iarnă acționează musonul continental care transportă mase de aer cu umiditate scăzută, musonul de iarnă, înregistrându-se un minimum pluviometric. Este specific regiunilor estice ale Asiei temperate.

Tipul pluviometric temperat continental este caracteristic interioarelor continentelor, cu cantități de precipitații din ce în ce mai reduse cu cât depărtarea de ocean este mai mare, căpătând o anumită nuanță de excesivitate. Se observă un maximum pluviometric vara şi un minimum iarna. Vara precipitațiile sunt, în general, de natură convectivă, iar iarna se formează pe linia fronturilor atmosferice. Între tipurile de regim pluviometric oceanic şi continental există tipuri de tranziție (fig. 53), România încadrându-se în acest tip pluviometric anual.

Tipul pluviometric polar continental prezintă cantități anuale reduse, datorită slabei activități ciclonice, apărând totuşi, un maximum vara determinat de creşterea umidității în acest anotimp.

Tipul pluviometric polar oceanic este specific Arcticei şi Antarcticei şi se caracterizează prin cantități de precipitații mai mari decât în tipul continental, maximul de iarnă fiind în jurul valorii de 100 mm, iar minimul apare vara, sub 5 mm.

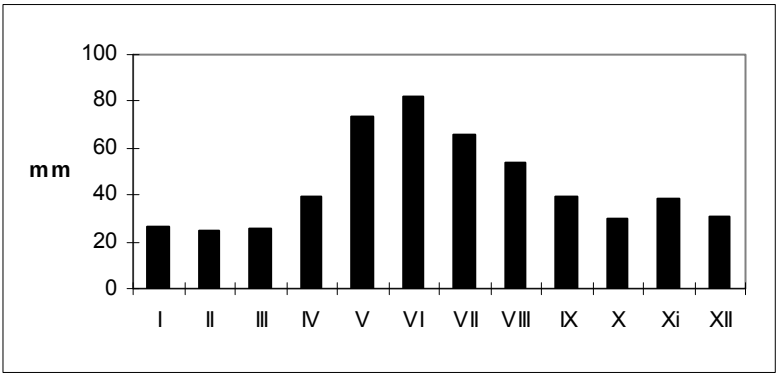


Fig. 53. Regimul pluviometric temperat de tranziție (România-Buzău)

6.9. **Bilanțul umidității la suprafața Terrei**

Principalele componente ale bilanțului general al umidității de la suprafața Pământului sunt: precipitațiile, evaporația şi scurgerea. Relația matematică ce exprimă acest bilanț poate fi scrisă sub forma:

$$B = P – (E + S),$$

în care:
B = bilanțul umidității
P = precipitații
E = evaporația
S = scurgerea

Pe suprafața oceanului planetar se evaporă anual 452.600 km^3 de apă, mai mult decât cantitatea de precipitații căzută, iar de pe suprafața continentelor se evaporă numai 72.500 km^3 la o sumă anuală de precipitații de 113.500 km^3, diferența fiind aceeaşi în ambele situații, 41.000 km^3, ea reprezentând volumul de apă scurs prin rețeaua hidrografică de pe continente în mări şi oceane (fig. 54).

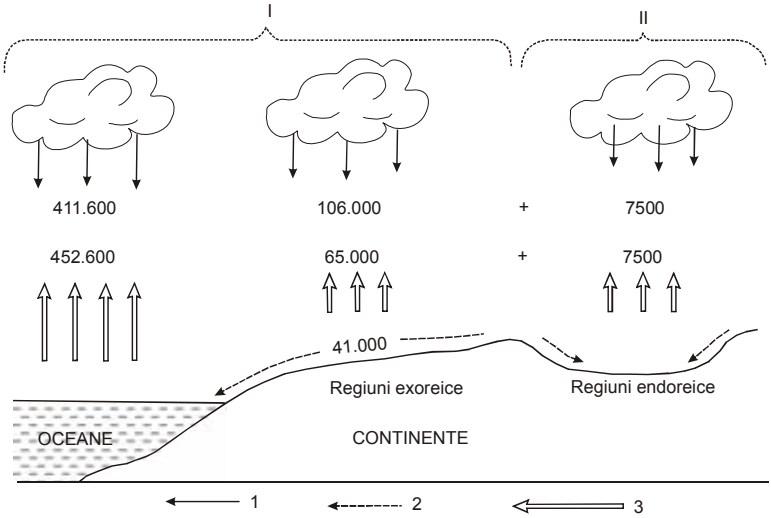


Fig. 54. Bilanțul umidității la suprafața Pământului. Sursa: Pop, 1988

Nivelul oceanului planetar şi cantitatea de apă din atmosferă sub formă de vapori de apă sunt constante. Dar, având în vedere schimbările climatice observate în prezent şi cele posibil viitoare, în situația în care emisiile de gaze cu efect de seră antropic nu vor fi stopate, situația va fi cu totul alta, vor fi modificări importante, şi nu în sens pozitiv, pentru planetă[3].

[3] Amănunte în capitolul 7 din *Climatologie generală*.

7. **DINAMICA AERULUI**

7.1. **Presiunea aerului**

Atmosfera se menţine în jurul Pământului datorită forţei de atracţie gravitaţională a acestuia şi apasă asupra lui prin greutatea proprie. Această forţă de apăsare a aerului pe suprafaţa terestră se numeşte *presiune atmosferică* sau *presiunea aerului atmosferic*.

Presiunea medie a aerului exercitată pe o suprafaţă de 1 cm^2, în situaţia temperaturii aerului egală cu 0ºC, la latitudinea de 45º şi nivelul 0 al mării este egală cu presiunea exercitată de o coloană de mercur (Hg) înaltă de 760 mm cu secţiunea de 1 cm^2. Această valoare este considerată presiunea atmosferică normală şi este egală cu 1033,3 gr,f/cmp. Ea se exprimă în mm Hg (milimetri coloană de mercur), în mbar sau mb (milibari).

Presiunea totală a atmosferei este de 52 10^{14} t.f., în timp ce asupra unui om de înălţime medie este echivalentă cu 17 000 t.f.

Ca orice element meteorologic, presiunea aerului prezintă variaţii, care sunt determinate de încălzirea inegală a suprafeţei terestre, de deplasarea şi schimbul maselor de aer în cadrul circulaţiei generale a aerului atmosferic şi de cauze strict locale. Pot fi *temporale spaţiale, periodice* şi *neperiodice* (accidentale sau perturbaţii). Presiunea atmosferică variază conform gradientului baric, orizontal sau vertical, care reprezintă creşterea sau descreşterea presiunii atmosferice între izobare[4]. Cu cât valoarea gradientului baric este mai mare, sau mai mică, cu atât scade sau creşte mai rapid sau mai lent presiunea atmosferică.

Variaţiile presiunii atmosferice sunt foarte importante în meteorologie şi sunt analizate zilnic în serviciile de prognoză a vremii. Se întocmesc hărţi speciale prin intermediul izobarelor în care apare tendinţa barică (barometrică), se delimitează nucleele de scădere sau creştere a presiunii numite nuclee izalobarice. Aceste variaţii barice stau la baza aprecierii deplasării maselor de aer, trasării liniilor de separaţie dintre mase de aer diferite şi, astfel, se poate prevedea dacă vremea rămâne neschimbată, dacă se ameliorează (tendinţa barică este în creştere) sau dacă se înrăutăţeşte (tendinţa barică este în scădere).

[4] Linii ce unesc puncte cu aceeaşi valoare a presiunii atmosferice

7.1.1.*Variațiile temporale*

Sunt periodice, zilnice şi anuale şi neperiodice sau accidentale.

7.1.11.Variațiile periodice zilnice

Se mai numesc diurne şi se petrec în timpul a 24 ore, cât are o zi. Ele prezintă o dublă oscilație, cu două maxime în jurul orelor 10 şi 22 şi două minime în jurul orelor 4 şi 16 (fig. 55).

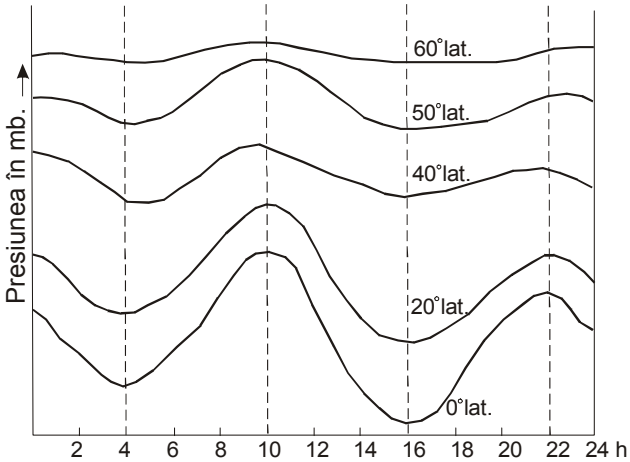


Fig. 55. Regimul diurn al presiunii atmosferice la diferite latitudini.
Sursa: Dumitrescu, 1973

Diferența dintre maxima de dimineață şi minima de după amiază se numeşte *amplitudine zilnică* a presiunii, iar cea dintre maxima de seară şi minima de dimineață se numeşte *amplitudine nocturnă* a presiunii. Aceste amplitudini depind de latitudine (în zona intertropicală sunt mai mari, 3-4 mb, scad spre zonele temperate, 0,3-06 mb, iar la poli sunt neglijabile). La latitudinile temperate şi polare, activitatea intensă a sistemelor barice principale (cicloni şi anticicloni) perturbează variațiile periodice ale presiunii atmosferice.

Dubla oscilație diurnă a presiunii poate fi de natură termică sau dinamică. Variația diurnă a presiunii este influențată şi de caracterul suprafeței active (apă, uscat, altitudinea reliefului). De exemplu, în zonele înalte montane, nu se mai înregistrează minima de zi din cauza

convecției puternice care transportă mari cantități de aer către zonele înalte (fig. 56). În regiunile joase, de câmpie, situația se prezintă invers (fig. 57).

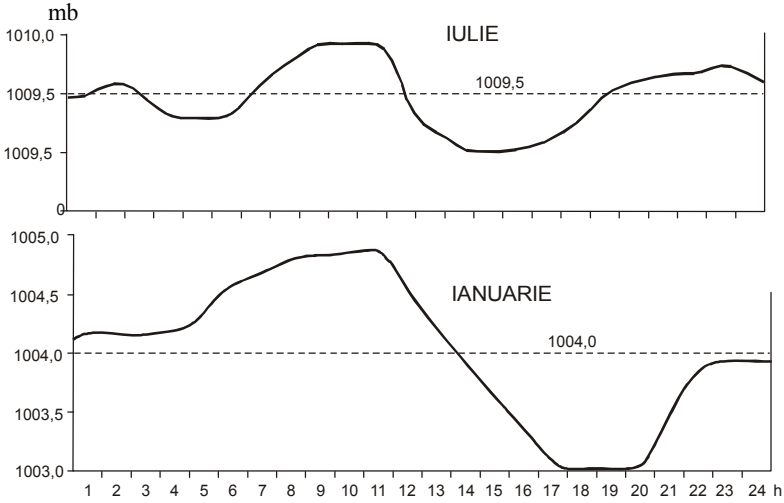


Fig. 56. Regimul presiunii atmosferice la Vf. Omu (Munții Bucegi)

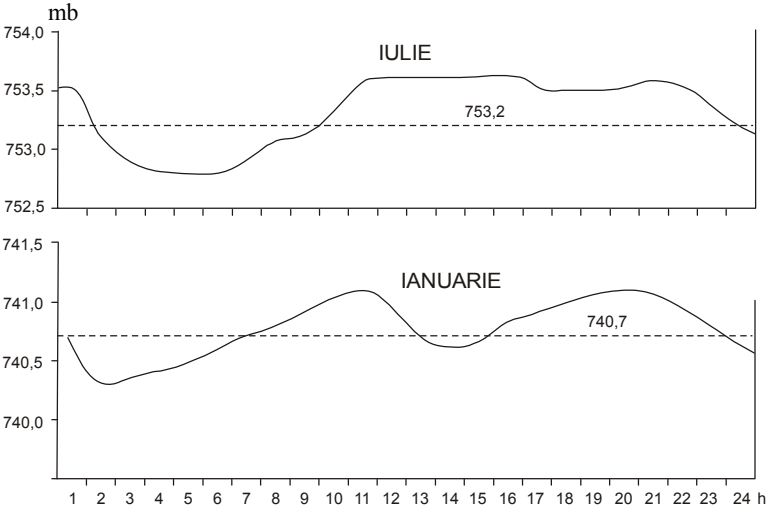


Fig. 57. Regimul presiunii atmosferice la Bucureşti

7.1.1.2.Variaţiile periodice anuale

Depind de latitudine, anotimp, natura suprafeţei active (continente, oceane). La ecuator se formează o zonă cu presiune scăzută (759-757 mm Hg) numită talveg depresionar, încadrat la N şi S de zone cu presiune ridicată numite centuri subtropicale de înaltă presiune, până la 30º latitudine N şi S, după care urmează două centuri de presiune coborâtă care se extind către zonele arctice şi antarctice (739 mmHg). Dincolo de acestea, în zonele polare, apar centre permanente de înaltă presiune (anticicloni mobili polari-A.M.P. din teoria circulaţiei Leroux, 1996). Legat de anotimp şi de existenţa apă –uscat, deasupra continentelor apare un maximum iarna şi un minimum vara, deasupra oceanelor situaţia fiind inversă. În altitudine, variaţia presiunii depinde de gradientul termic vertical care are un rol important în repartiţia altitudinală sezonieră a presiunii atmosferice. În regiunile de câmpie, maximum barometric se înregistrează în perioada rece a anului, iar în regiunile înalte montane, în perioada caldă a anului (fig. 58).

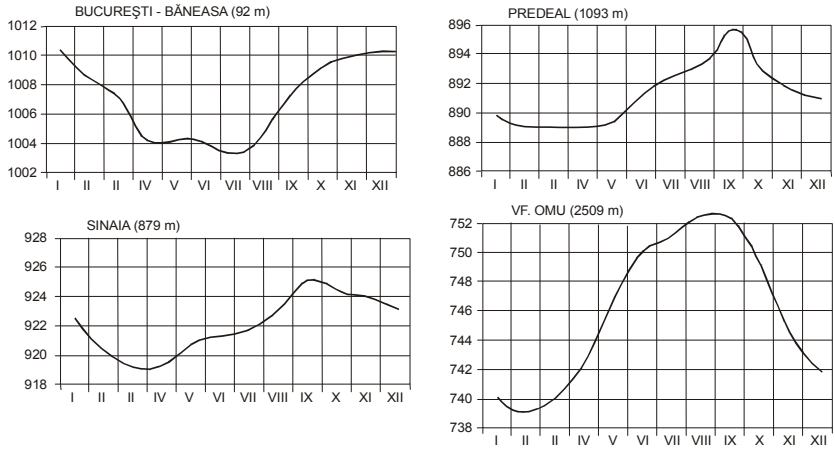


Fig. 58. Regimul anual al presiunii atmosferice la diferite altitudini

În funcţie de aceşti factori se disting patru tipuri fundamentale de variaţie anuală a presiunii atmosferice:

- *continental*
- *oceanic*
- *polar* şi *subpolar*
- *montan*

Tipul continental este bine evidențiat deasupra continentelor cu mare extensiune geografică din zona temperată (Europa, Asia, America de Nord). În timpul iernii, răcirea aerului permite formarea unor vaste arii anticiclonale de presiune scăzută, iar în timpul verii, încălzirea accentuată a uscatului şi temperatura ridicată a aerului duc la formarea unor arii de minimă presiune. Astfel, în tipul continental de distribuție anuală a presiunii aerului se înregistrează un maximum iarna şi un minimum vara. O astfel de distribuție este specifică şi periferiei continentului asiatic, unde există o intensă circulație musonică. Amplitudinea medie anuală (diferența dintre maximă şi minimă) este foarte mare, de 37,3 mbar în Asia Centrală.

Tipul oceanic prezintă două variante în funcție de latitudine. La latitudini tropicale este slab evidențiat cu amplitudini ce nu depăşesc 2-3 mbar. În regiunile temperate, se caracterizează printr-o distribuție aproximativ inversă tipului continental prezentând o dublă variație, cu două maxime, vara şi iarna, şi două minime, toamna şi primăvara. Amplitudinea medie anuală este mai mică decât în tipul continental, oscilând între 5 mbar şi 6 mbar. În regiunile polare apar o maximă barometrică la începutul verii şi o minimă iarna. Amplitudinea medie anuală oscilează în jurul valorii de 19 mbar.

Tipurile polar şi *subpolar* prezintă o maximă primăvara şi o minimă iarna, când predomină o intensă activitate ciclonică. Amplitudinea medie anuală este destul de ridicată, 5-12 mbar.

Tipul montan se caracterizează printr-o maximă în timpul verii, cu gradienți barici verticali mai mici şi o minimă iarna, cu gradienți barici verticali mai mari.

7.1.1.3. Variațiile temporale neperiodice

Se mai numesc şi *perturbații* şi pot apărea de la o zi la alta determinate de temperatura aerului şi de activitatea sistemelor barice (cicloni şi anticicloni mobili).

În cadrul acestei variații neperiodice a presiunii atmosferice se înregistrează *valori extreme*. Pe glob *maxima absolută* (1078,3 mb) s-a înregistrat în luna ianuarie a anului 1990 la Barnaul în Siberia (Anticiclonul Siberian), iar valoarea *minimă absolută* (884 mb) la Murato în Japonia, în septembrie 1934 (în timpul unui taifun).

În țara noastră extremele barice sunt cuprinse între 1059,4 mb la Sulina în 24 ianuarie 1907 şi 980 mb în 12 martie 1930 în centrul țării.

7.1.2. ***Variațiile spațiale***

În spațiu presiunea atmosferică variază în plan vertical şi orizontal.

7.1.2.1. Variația presiunii cu înălțimea

Presiunea atmosferică scade cu înălțimea, deoarece masa atmosferei se diminuează prin rarefierea aerului (fig. 59). Scăderea este mai rapidă în atmosfera inferioară unde aerul este mai dens şi mai lentă în straturile superioare unde densitatea aerului este mai mică. Presiunea scade mai repede într-o masă de aer rece decât în una caldă.

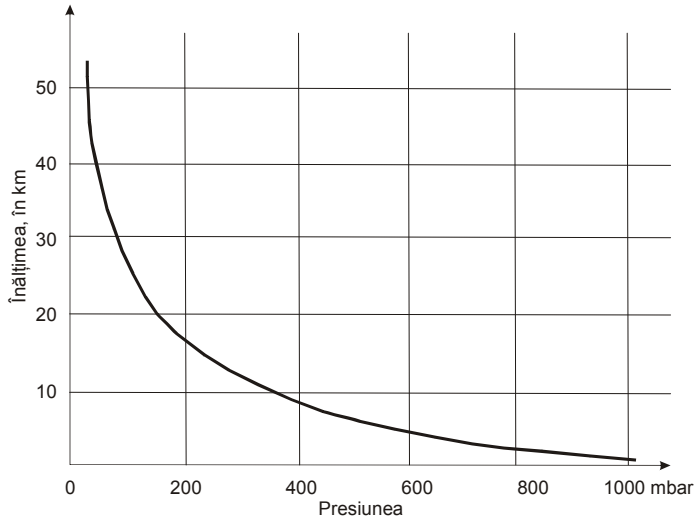


Fig. 59. Scăderea presiunii atmosferice cu înălțimea. Sursa: Ciulache, 2002

Deci în zona intertropicală gradientul termic vertical fiind mai mare decât în zonele polare, izobarele înclină de la tropice spre pol. Presiunea se reduce la jumătate la altitudinea de 5500 m şi scade de 10 ori comparativ cu nivelul mării la înălțimea de 18 400 m.

Pentru a reda scăderea presiunii atmosferice cu înălțimea se foloseşte *gradientul baric vertical*; acesta indică scăderea presiunii pe unitatea de înălțime şi se exprimă prin relația:

$$G = \frac{-\Delta p}{\Delta n}$$

în care:

Δp = diferența de presiune între extremitățile unei coloane atmosferice,

Δn = diferența de înălțime.

Semnul minus indică scăderea gradientului baric cu creşterea altitudinii, adică orientarea de la presiune ridicată la presiune scăzută.

Distanța pe verticală în metri cu care creşte sau scade presiunea atmosferică cu 1 mbar se numeşte *treaptă barică* (h) şi se exprimă conform relației:

$$h = \frac{\Delta n}{\Delta p}$$

În care:

h = înălțimea

Δn = diferența de înălțime

Δp = diferența de presiune

Gradientul baric variază proporțional cu presiunea, iar treapta barică invers proporțional.

7.1.2.2.Variația presiunii aerului pe orizontală

Această variație este legată de încălzirea diferită a suprafeței terestre şi de deplasarea maselor de aer. Distribuția presiunii atmosferice se realizează pe hărți geografice pe care se înscriu *izobarele* pentru hărțile de la suprafața solului şi hărțile suprafețelor izobarice la diferite niveluri standard din atmosfera liberă. Pe hărți izobarele sunt reprezentate prin linii curbe închise sau deschise asemănătoare curbelor de nivel care redau la sol relieful, hărțile respective numindu-se hărți ale *reliefului baric*, *câmpului baric* sau *hărți ale topografiei barice* (fig.60).

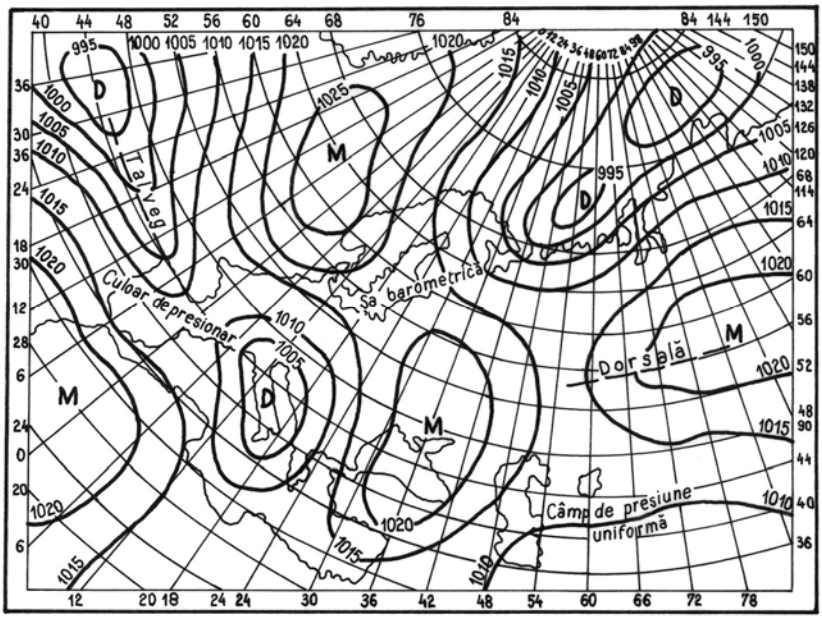


Fig. 60. Harta reliefului baric
Sursa: Măhăra, 2001

Principalele forme barice sunt: *ciclonii* şi *anticiclonii*[5], care pun în mişcare aerul atmosferic, motiv pentru care se mai numesc şi *centrii de acţiune ai atmosferei*. Ei sunt reprezentaţi pe hărţi prin linii curbe închise. Formele barice secundare sunt redate prin linii curbe deschise: *talvegul depresionar, culoarul depresionar, dorsala* anticiclonică , *şaua barometrică, câmpul de presiune uniformă* sau *marea (mlaştina) barometrică* şi apar pe hărţi între formele barice principale (fig. 61).

Ciclonul sau minimum barometric (D) este forma barică cu presiune scăzută în care valorile scad de la periferie către centru. Într-un ciclon, în plan orizontal, curenţii de aer sunt convergenţi (de la periferie spre centru), iar în plan vertical, suprafeţele izobarice se curbează în jos, iar mişcarea aerului se face ascendent, în sensul invers acelor de ceas.

[5] Vor fi analizaţi în amănunt în capitolul 9

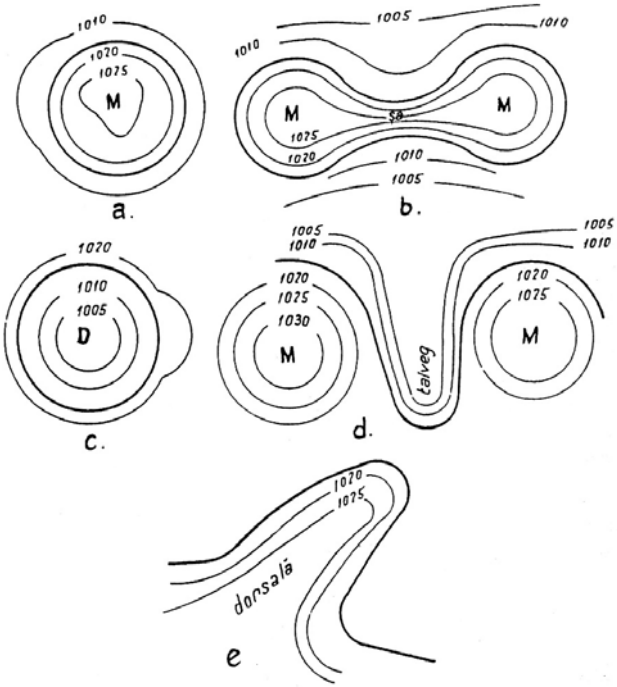


Fig. 61. Forme ale reliefului baric. a) anticiclon; b) anticicloni cu şa barică între ei; c) ciclon; d) anticicloni cu talveg depresionar între ei; e) dorsală anticiclonică. Sursa: Măhăra, 2001

Anticiclonul sau maximum barometric (M) este forma barică opusă depresiunii şi reprezintă o arie cu presiune ridicată în care valorile cresc de la periferie către centru. Suprafeţele izobarice se curbează în sus, iar curenţii aerieni sunt divergenţi, în plan orizontal, şi descendenţi, în plan vertical.

Talvegul depresionar este o prelungire a unui ciclon reprezentat pe hărţi prin izobare deschise, situat între doi anticicloni. Prezintă o axă centrală de-a lungul căreia presiunea atmosferică este cea mai scăzută. Se deosebesc *talvegul frontal*, reprezentat printr-o formă apropiată de litera V, cu vârful aproape întotdeauna orientat spre ecuator, asociat cu un front cald, rece sau oclus, şi *talvegul nefrontal*, cu o formă apropiată de litera U.

Culoarul depresionar este o regiune cu presiune scăzută, mult mai largă şi mai lungă decât talvegul, ce leagă doi cicloni principali mărginiți de o parte şi de alta de valori ridicate de presiune.

Dorsala anticiclonică este o formă barică alungită rezultată din prelungirea unui anticiclon, în forma literei U sau V situată între două zone cu presiune scăzută. Prezintă o axă de simetrie în lungul căreia presiunea are valoarea cea mai ridicată. Tipică este dorsala anticiclonului siberian, care iarna produce geruri puternice şi în sud-estul României.

Şaua barometrică este cuprinsă între două talveguri depresionare şi două dorsale anticiclonice sau între doi cicloni sau doi anticicloni aşezați față în față. Din centrul şeii presiunea scade spre cele două minime şi creşte către cele două maxime. Gradientul său baric orizontal este mic, ceea ce determină vânturi slabe şi cu direcții schimbătoare.

Marea barometrică este un câmp de presiune relativ uniform, cu valori apropiate de presiunea normală, situație rar întâlnită în natură.

7.2. **Vântul**

7.2.1. ***Definiție şi geneză***

Vântul reprezintă deplasarea în sens orizontal a aerului datorită diferențelor de presiune. Se mai numeşte şi mişcare advectivă, spre deosebire de mişcarea verticală a aerului care formează curenții atmosferici convectivi, ascendenți sau descendenți. Inegala repartiție a presiunii atmosferice se datorează unor cauze termice şi dinamice. Diferențele de temperatură creează densități diferite ale aerului care atrag diferențe de presiune – maxime şi minime barometrice. Aerul se deplasează întotdeauna de la centrele de presiune maximă către cele cu presiune minimă. Deplasarea aerului se face până când diferența de presiune dintre două regiuni se echilibrează şi apare calmul atmosferic.

Existența curenților de aer din atmosferă determină diversitatea fenomenelor meteorologice şi schimbările de vreme. Vântul ca element meteorologic tinde să egalizeze diferențele de temperatură, presiune şi umezeală existente în atmosferă.

7.2.2. ***Forțele care acționează asupra aerului în mişcare***

Sunt: *forța gradientului baric orizontal, forța Coriolis, forța de frecare şi forța centrifugă.*

7.2.2.1. Forța gradientului baric orizontal

Reprezintă scăderea presiunii pe unitatea de distanță în direcție perpendiculară pe izobare. Pe hărți el este indicat prin săgeți orientate totdeauna dinspre zona cu presiune ridicată spre cea cu presiune scăzută (fig. 62). Valoarea sa este invers proporțională cu distanța dintre izobare, cu cât izobarele sunt mai dese cu atât gradientul este mai puternic, schimbarea de presiune este bruscă şi viteza vântului este mare. În situația unor izobare distanțate mult, gradientul baric este mic şi viteza vântului mică.

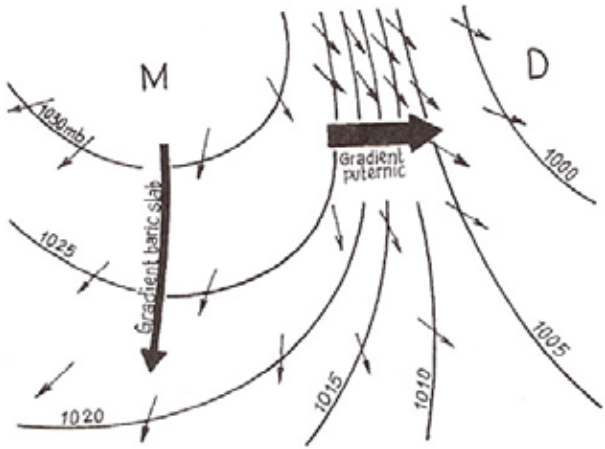


Fig. 62. Gradientul baric orizontal şi direcția vânturilor de suprafață în funcție de dispunerea izobarelor.Sursa: Măhăra, 2001

7.2.2.2. Forța Coriolis

Numită şi *forță deviatoare* a mişcării de rotație sau *forță de abatere* arată că orice corp aflat în mişcare liberă suferă o abatere spre dreapta în emisfera nordică şi spre stânga în cea sudică. Această forță acționează perpendicular pe direcția de mişcare a aerului şi nu schimbă viteza ci numai direcția vântului care bate oblic față de izobare (fig. 63).

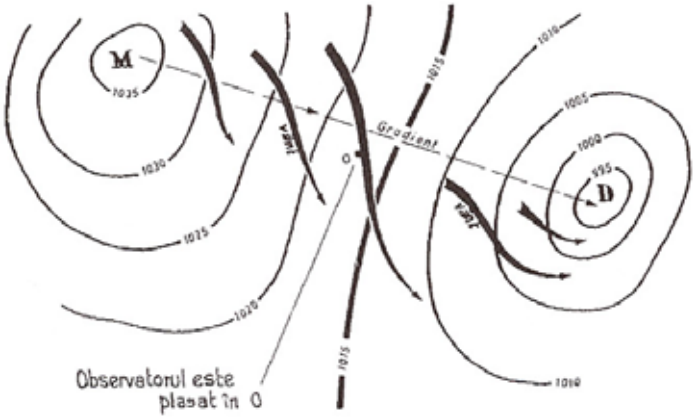


Fig. 63. Devierea vântului de suprafață în emisfera nordică
Sursa: Estienne, Godard, citați de Măhăra, 2001

7.2.2.3. Forța de frecare

Este forţa care acţionează în apropierea suprafeţei terestre şi care tinde să reducă viteza vântului. Ea acționează în stratul de 0 – 1000 m (strat de frecare) şi este mai mare la suprafața terestră şi scade treptat către înălțimea de 1000 m, care se numeşte nivelul de frecare. La înălțimi mai mari unde lipseşte forța de frecare acționează numai forța gradientului baric şi cea de abatere, care sunt de sens contrar, iar vântul bate paralel cu izobarele. Acest tip de vânt se numeşte *de gradient*. În cazul în care izobarele sunt paralele şi rectilinii se formează un vânt geostrofic, iar în cazul izobarelor circulare (în ciclon şi anticiclon) asupra vântului de gradient geostrofic acționează forța centrifugă, iar vântul se numeşte *geociclostrofic*.

7.2.2.4. Forța centrifugă

Apare numai în cazul în care deplasarea aerului se face pe traiectorii curbilinii. În cazul maximului barometric forța centrifugă are ca efect creşterea vitezei vântului, în timp ce în cazul minimului barometric are ca efect scăderea vitezei.

7.2.3. ***Elementele caracteristice vântului***

Sunt: *direcţia, viteza, intensitatea, durata* şi *structura.*

7.2.3.1. Direcţia

Se stabileşte în funcţie de punctul cardinal şi intercardinal dinspre care bate vântul. Se foloseşte roza vânturilor. În aeronautică pentru o precizie mai mare se utilizează azimutul vântului, adică unghiul format între direcţia vântului cu direcţia nord. El se exprimă în grade sexagesimale de 0 la 360, în sensul de rotire al acelor de ceas, 0º este direcţia N, 90º grade E, 180º S şi 270º V.

Direcţia vântului prezintă *o variaţie diurnă şi una anuală* în funcţie de condiţiile orografice şi de modul diferit de repartiţie a presiunii între diferitele forme de relief. Dimineaţa bate dinspre est, la prânz dinspre sud, seara dinspre vest, iar noaptea dinspre nord. Acest lucru se produce în straturile inferioare ale troposferei. La înălţime situaţia este inversată, rotirea este spre stânga. În oraş direcţia vântului este orientată în funcţie de reţeaua stradală, canalizându-se de-a lungul marilor bulevarde.

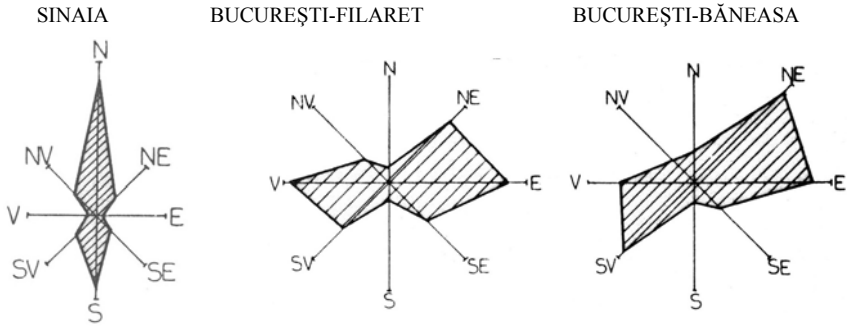


Fig. 64. Reprezentarea grafică a direcţiei vântului (roza vânturilor)
Sursa: Dumitrescu, 1973

Variaţia anuală depinde de circulaţia generală a atmosferei şi de factorii locali. După direcţie sunt: *vânturi permanente* cu aceeaşi direcţie (alizee, vânturile de vest), *periodice* care îşi schimbă direcţia la intervale egale de timp (musonii), *vânturi neregulate* care apar la intervale de timp inegale şi cu direcţii diferite. Pentru aprecierea grafică a direcţiei vântului se foloseşte roza vânturilor (fig. 64).

7.2.3.2. Viteza vântului

Este distanța parcursă în unitatea de timp. Se exprimă în m/s sau km/h (1 m/s = 3,6 km/h, iar 1 km/oră = 0,278 m/s). Prezintă ca şi direcția o variație diurnă şi anuală. În troposfera inferioară se înregistrează un maximum după amiaza şi un minimum noaptea. Amplitudinea variației zilnice este mai mare vara decât iarna şi mai mare pe timp senin decât pe timp noros. Variația anuală depinde de particularitățile climei şi de condițiile locale. În emisfera nordică la latitudini temperate, pe continente viteza cea mai mică este iarna în regim anticiclonic, iar cea mai mare primăvara. Viteza vântului creşte o dată cu înălțimea datorită dispariției forței de frecare.

Se reprezintă grafic tot prin intermediul rozei vânturilor ca şi direcția.

7.2.3.3. Intensitatea sau tăria vântului

Este presiunea exercitată de aerul deplasat de vânt asupra obiectelor aflate în calea lui. Se apreciază pe baza efectelor pe care le produce asupra mediului, folosindu-se scara Beaufort, cu valori de la 0 la 12, de la calm atmosferic la ciclon tropical, care indică gradul de tărie, viteza corespunzătoare şi efectele asupra obiectelor întâlnite în cale.

7.2.3.4. Durata vântului

Este intervalul de timp scurs de la începerea vântului până la încetarea lui. Ea depinde de valoarea diferenței de presiune dintre două regiuni geografice. După durată vânturile se clasifică în *temporare şi permanente*, *de scurtă durată şi de lungă durată*.

7.2.3.5. Structura vântului

Este determinată de inconstanța direcției şi vitezei acestuia. După structură, vânturile se împart în: *laminare, turbulente* şi *în rafale* (fig. 65 a, b, c).

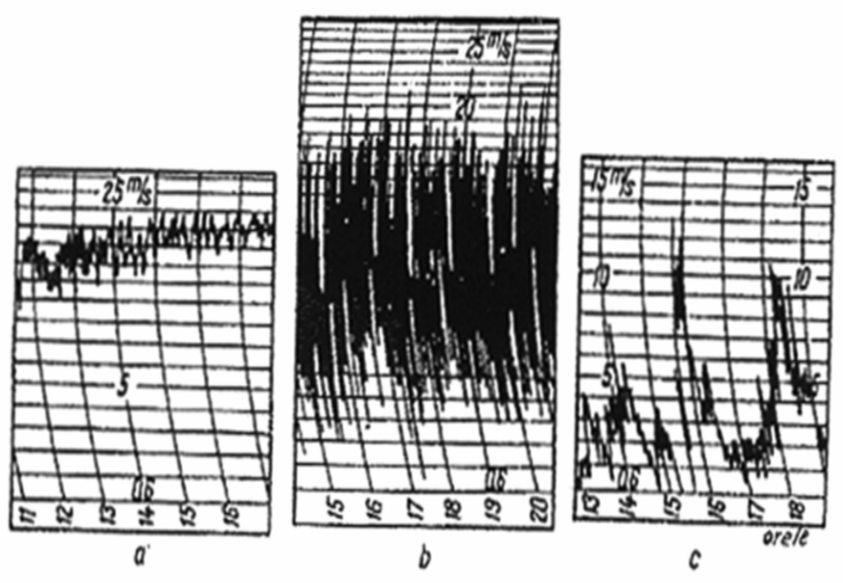


Fig. 65. Tipuri de structură a vântului înregistrate pe anemogramă: a) vânt laminar; b) vânt turbulent; c) vânt în rafale
Sursa: Măhăra, 2001

Vântul laminar se realizează când aerul se deplasează lent cu viteze mici şi uniform, sub formă de unde paralele, fără a-şi modifica direcţia şi viteza. Astfel de structură este specifică suprafeţelor de teren netede unde frecarea este mică (câmpii).

Vântul turbulent se caracterizează prin oscilaţii mari ale vitezei şi direcţiei la intervale mici de timp. Prin frecarea de suprafaţa terestră se formează frecvent vârtejuri sau turbioane. Apare pe terenuri accidentate sau cu numeroase obstacole (turbulenţă dinamică), iar în timpul zilei datorită încălzirii diferite a scoarţei terestre (turbulenţă convectivă).

Vântul în rafale este acela la care direcţia şi viteza prezintă oscilaţii mari la intervale foarte scurte de timp (5-10 minute sau chiar mai puţin).

7.2.4. ***Clasificarea vânturilor***

Vânturile se clasifică după următoarele criterii: *frecvența, natura lor, zonele de acțiune, altitudinea.*

7.2.4.1. După frecvență

În funcție de acest criteriu există vânturi *permanente, periodice, neregulate.* Vânturile permanente cele mai cunoscute sunt alizeele, ce bat în zona intertropicală şi vânturile de vest. Vântul cu frecvența cea mai mare într-o anumită regiune se numeşte *vânt dominant*, care bate cel mai mult dintr-o anumită direcție.

7.2.4.2. După altitudine

Vânturile se împart în următoarele categorii: *de suprafață, de altitudine, curenți ascendenți* şi *descendenți de pantă (vânturi catabatice).*

7.2.4.3 După natura şi zonele de acțiune

Există vânturi ca rezultat al *circulației generale a atmosferei* şi *vânturi ale circulației locale*[1]

Vânturile locale sunt determinate de condițiile fizico-geografice locale care generează contraste barice diurne sau sezoniere sub influența regimului termic al uscatului şi apei. Se manifestă pe suprafețe restrânse şi sunt vânturi calde (foehnul), reci (bora) şi periodic-reversibile (brizele).

Vânturile locale calde. *Foehnul* este un vânt local cald descendent (catabatic) care se formează în regiunea montană, acolo unde o culme muntoasă desparte o maximă de o minimă barică. Tipic în Alpii elvețieni, mai apare în Caucaz, Altai, Anzi (Zonda), Cordilierii nord-americani (chinook), pe țărmurile Groenlandei, în Australia de est şi la noi în țară pe versantul nordic al Munților Făgăraş şi Parâng (Vântul Mare), pe versantul sud-vestic al Munților Țarcu, Retezat şi Semenic spre Banat (Coşava), pe versanții estici ai Apusenilor, estul Carpaților Orientali şi în Carpații şi Subcarpații de Curbură.

Alte vânturi locale calde: *Sirroco* deasupra nordului Africii şi în

[1] Vor fi analizate amănunțit în partea a doua a cursului, *Climatologie*, în cadrul factorilor generatori şi modificatori ai climei.

bazinul Mediteranei, *Khamsinul* în nordul Egiptului poartă praf şi nisip din Sahara, *Harmatanul* dinspre Sahara spre coastele Nigeriei, *Suhoveiul* în stepa ucraineană până în Bărăgan.

Vânturi locale reci sunt catabatice (descendente) puternice în care masele de aer descendente nu se încălzesc suficient. Se formează în regiunile de munte, unde aerul rece se localizează pe platourile înalte, se prăvăleşte brusc ca nişte cascade spre apele mai calde ale zonelor litorale.

Bora acţionează în Alpii Dinarici şi Podişul Karst atunci când în Marea Adriatică se formează o minimă barometrică. Are viteze foarte mari producând pagube materiale.

Vânturi de tip Bora mai apar în Caucaz, pe ţărmul răsăritean al Mării Negre, în regiunea Novorosiisk, pe ţărmul Lacului Baikal. *Mistralul* este un vânt orografic descendent rece care bate primăvara şi iarna dinspre Masivul Central Francez, acoperit cu zăpadă, pe valea Rohnului spre Marea Mediterană, între Corsica şi Baleare. Are efecte negative puternice asupra culturilor de citrice şi viţă de vie. În România există *Crivăţul* şi *Nemira* o ramură a Crivăţului care coboară dinspre Carpaţii Orientali spre Depresiunile Braşov şi Ciuc, iarna şi la începutul primăverii când provoacă viscole.

Vânturi locale periodic-reversibile. În această categorie intră *brizele* care pot fi *de munte şi de mare.* Apar datorită diferenţelor de încălzire şi de presiune dintre vale şi culme (la cele de munte) şi dintre uscat şi mare (la cele marine). *Brizele de munte* sunt de două feluri*: briza de vale (ziua)* cu apariţia convecţiei termice şi a norilor cumuliformi *şi briza de munte descendentă (noaptea). Brizele marine* sunt: de mare (ziua) şi de uscat (noaptea). Ele creează climate locale de litoral maritim.

8. **METEORII**

8.1. **Definiție**

În atmosferă şi la suprafața solului se produc o serie de fenomene meteorologice datorate prezenței vaporilor de apă, impurităților şi electricității din nori, şi unor procese fizice: condensarea, sublimarea, refracția, reflexia şi dispersia razelor luminoase de către particulele ce intră în compoziția atmosferei, propagarea luminii şi sunetului, denumite *meteori*.

8.2. **Tipuri de meteori**

Cauzele apariției meteorilor sunt multiple, în funcție de acestea, dar şi după modul de formare şi aspectul lor, meteorii se clasifică în mai multe grupe: *hidrometeori, litometeori*, *fotometeori, electrometeori* (A.N.M., 1995).

8.2.1. ***Hidrometeorii***

Cauza principală a apariției hidrometeorilor este existența apei în atmosferă sub cele trei stări de agregare: gazoasă, lichidă şi solidă. Se formează în urma transformării vaporilor de apă prin condensare, sublimare şi înghețare în particule lichide şi solide care cad şi se depun pe suprafața terestră, se află în suspensie, sunt transportate de vânt şi depuse pe diferite obiecte de la sol. Tipurile principale de hidrometeori sunt:

- *particule de apă lichide sau solide care se produc la suprafața solului* şi *pe diferite obiecte;*
- *suspensii lichide sau solide din atmosferă;*
- *precipitații atmosferice;*
- *particule lichide sau solide transportate de la suprafața solului de către vânt.*

8.2.1.1. Particule de apă lichide sau solide care se produc la suprafața solului şi *pe diferite obiecte*

Se pot forma în urma condensării şi sublimării vaporilor de apă din aerul aflat la contactul cu solul (roua, bruma şi chiciura) sau prin înghețarea picăturilor de apă suprarăcite la contactul cu obiectele de pe sol (poleiul).

a.

b.

Fig. 66. Depunere de chiciură (a) forma moale; b) forma tare)

Roua este o depunere de picături fine de apă pe diferite tipuri de vegetație (mai ales specii ierboase), dar şi pe diferite obiecte aflate pe

sol. Se formează prin condensarea vaporilor de apă din aerul saturat a cărui temperatură este pozitivă, dar atinge valoarea punctului de rouă. Condiţiile cele mai favorabile de producere sunt în perioada caldă a anului, în timpul nopţii şi dimineaţa înainte de răsăritul Soarelui, pe timp senin şi calm atmosferic.

Bruma este o depunere de cristale fine de gheaţă pe suprafaţa solului şi pe diferite obiecte de la sol. Condiţii favorabile de producere sunt atunci când aerul este saturat în vapori de apă şi condensează la temperaturi de –2°…-3°C, pe timp senin şi vânt cu viteze nu mai mari de 2 m/s. Este specifică anotimpurilor de toamnă, iarnă şi primăvară, fenomenul produs în anotimpurile de tranziţie fiind foarte periculos pentru agricultură, pomicultură şi viticultură, considerată un factor de risc major. Bruma dispare pe măsura încălzirii aerului, prin evaporare sau topire.

Chiciura moale (cristalină) se prezintă sub forma unui strat fin de gheaţă de culoare albă pe obiectele de la sol care au de obicei o temperatură negativă. Ea se depune în prezenţa ceţii sau a aerului ceţos, pe timp calm sau cu vânt slab. La temperaturi foarte scăzute, sub -20°…-30°C, acest tip de chiciură se poate forma şi în absenţa ceţii sau a aerului ceţos prin sublimarea vaporilor de apă existenţi în aer.

Chiciura tare (granulară) se prezintă sub forma unei depuneri de gheaţă albă mată, ce seamănă cu zăpada. Cauzele formării ei sunt îngheţarea directă a picăturilor de apă suprarăcită ce vin în contact cu diverse obiecte de pe sol, la temperaturi de –2°…-10°C şi în prezenţa vântului cu viteză mare. Cu cât viteza vântului este mai mare, cu atât grosimea stratului de chiciură tare este mai mare. Este specifică zonelor înalte montane unde vântul, pe platouri, are o viteză foarte mare (fig. 66 a,b).

Poleiul este o crustă de gheaţă transparentă formată prin îngheţarea picăturilor de apă suprarăcite din ploi şi burniţe la contactul cu suprafaţa solului a cărei temperatură oscilează în jurul valorii de 0°C. Reprezintă un fenomen meteorologic de risc major.

8.2.1.2.Suspensii lichide sau solide din atmosferă

Aceşti hidrometeori se formează prin condensarea vaporilor de apă din aerul din imediata vecinătate a solului. Picăturile de apă lichidă astfel formate sunt foarte mici, din acest motiv ele rămân în suspensie în troposferă, reducând transparenţa şi vizibilitatea orizontală şi verticală a aerului.

Tipurile principale sunt: *ceața* și *aerul cețos*.

Ceața se formează prin condensarea sau sublimarea vaporilor de apă din vecinătatea suprafeței terestre sub formă de picături de apă sau cristale de gheață foarte fine. Vizibilitatea orizontală în cazul ceții este redusă sub 1 km. Ceața este prezentă cu o frecvență mare în zonele litorale, dar și în centrele mari industrializate, unde există nuclee de condensare în cantități sporite. În tabelele meteorologice de la stații sunt notate cu diferite simboluri (Văduva, 2003) toate tipurile de ceață care apar: ceața cu cer vizibil, ceața cu cer invizibil, ceața cu ace de gheață cu cer vizibil și cu cer invizibil, ceața în bancuri, ceața în bancuri cu ace de gheață, ceața la distanță, ceața de evaporare.

Aerul cețos se deosebește de ceață prin conținut și vizibilitatea orizontală pe care o oferă. El este format numai din particule fine de apă care pot permite o vizibilitate redusă pe o distanță mult mai mare decât în cazul ceții, cuprinsă între 1 km și 10 km.

8.2.1.3. Precipitații atmosferice

Sunt hidrometeorii care ajung, prin cădere liberă, pe suprafața terestră. După starea lor de agregare, tipurile principale sunt: *lichide* (ploaia, aversa de ploaie și burnița), *solide* (ninsoarea, aversa de ninsoare, măzărichea moale și tare, zăpada grăunțoasă, granule de gheață, ace de gheață și grindina), *mixte* (lapovița și aversa de lapoviță).

Ploaia este un hidrometeor alcătuit din picături de apă cu diametru diferit care cad pe suprafața terestră din norii de tip Stratus, Nimbostratus și uneori din norii Cumulus congestus, Stratocumulus și Altocumulus.

Aversa de ploaie este formată din picături de apă cu diametru foarte mare, care începe și se sfârșește brusc, are durată scurtă și cantitate mare de apă. Cade, cel mai frecvent, din norii Cumulonimbus, și este însoțită de descărcări electrice (oraje) și de intensificări ale vitezei vântului.

Burnița este alcătuită din picături de apă mici, cu diametru sub 0,5 mm, care din această cauză au o viteză de cădere foarte lentă, dar este foarte densă. Cade din nori de tip Stratus.

Ninsoarea este alcătuită din cristale de gheață și fulgi de zăpadă de diferite forme, care cad din norii Nimbostratus.

Aversa de ninsoare are aceeaşi alcătuire ca şi ninsoarea şi caracteristici asemănătoare cu aversa de ploaie. Cad din nori Cumulonimbus formaţi pe linia frontului rece.

Măzărichea moale este formată din particule de gheaţă sub formă sferică sau conică, cu un diametru cuprins între 2 mm şi 5 mm. De obicei cade din norii Cumulonimbus.

Măzărichea tare are acelaşi conţinut şi formă ca măzărichea moale, diferă diametrul particulelor de gheaţă, care oscilează în jurul valorii de 3 mm şi sunt transparente.

Măzărichea, indiferent de categorie, cade din norii Cumulonimbus şi poate avea şi caracter de aversă.

Zăpada grăunţoasă este formată din cristale fine de gheaţă, cu un diametru sub 1 mm, de culoare albă opacă şi, de obicei, cad din norii Stratus.

Granulele de gheaţă sunt particule mici de gheaţă care provin din îngheţarea picăturilor de apă sau a fulgilor de zăpadă topită, care, în cădere liberă, trec prin straturi de aer cu temperatură negativă. Cad din norii Nimbostratus şi Altostratus.

Acele de gheaţă sunt hidrometeori specifici unui timp foarte geros. Sunt alcătuite din cristale foarte fine de gheaţă care ajung la suprafaţa terestră pe timp geros, calm şi senin.

Grindina este specifică perioadei calde a anului (IV–X) şi reprezintă particule de gheaţă, de diferite forme, de obicei sferice, cu un diametru variabil, între 5 mm şi 5 cm, uneori chiar mai mult, în funcţie de condiţiile de formare. În funcţie de numărul de pendulări verticale, ascendente şi descendente în cadrul norului, sub forţa curenţilor convectivi, îşi măreşte diametrul prin adăugarea treptată a unor noi straturi concentrice de gheaţă[2]. Cad numai din norii Cumulonimbus, iar în funcţie de dezvoltarea pe verticală a norului depinde şi diametrul bobului de grindină.

8 2.1.4. Particule lichide sau solide transportate de la suprafaţa solului de către vânt

În această categorie de hidrometeori sunt incluse: *apa spulberată de la suprafaţa valurilor, transportul de zăpadă la sol* şi *la înălţime* (viscolul).

[2] Condiţiile de formare a grindinei au fost descrise şi în capitolul 6.

Apa spulberată de la suprafaţa valurilor este alcătuită din picături fine pulverizate de vânt şi transportate pe distanţe, de obicei, mici, în zonele litorale sau pe ambarcaţiunile aflate în deplasare sau la cheu.

Transportul de zăpadă reprezintă deplasarea fulgilor de zăpadă proaspăt căzută şi afânată de pe suprafaţa solului, la înălţime mică, de vânturi care nu depăşesc 6 m/s.

Viscolul transportă prin spulberare zăpada de la suprafaţa solului la înălţime mare în funcţie de viteza vântului troienind-o, atât cea depusă sub formă de strat, dar şi fulgii de zăpadă din timpul ninsorii.

8.2.2. ***Litometeorii***

Sunt particule solide de proveniență terestră, aflate în suspensie în atmosferă, antrenate de curenţii atmosferici verticali sau sunt transportate de către vânt la diferite înălţimi. În funcţie de concentraţia lor, contribuie într-o măsură mai mare sau mai mică la reducerea vizibilităţii atmosferice orizontale şi verticale.

Tipurile principale de astfel de meteori sunt: *pâcla, furtuna de praf sau nisip, perdeaua de praf* sau *nisip, vârtejul de praf* sau *nisip, fumul.*

8.2.2.1. Pâcla

Este alcătuită din particule terestre uscate, foarte fine, invizibile cu ochiul liber, care imprimă aerului un aspect tulbure. Ea reduce vizibilitatea până la 1-10 km.

8.2.2.2. Furtuna de praf sau *nisip*

Este formată din particule fine de praf sau nisip ridicate la înălţime prin intermediul vântului. Este foarte frecventă în zonele deşertice, dar poate apărea şi în alte zone geografice unde predomină nisipurile şi solurile nisipoase sau în aglomerările urbane unde mai există străzi neasfaltate şi unde curăţenia lasă de dorit (ex. oraşul Bucureşti, care este considerat cel mai prăfuit oraş din Europa).

8.2.2.3. Perdeaua de praf sau *nisip*

Este partea anterioară a unei furtuni de praf sau nisip, de forma unui zid sau a unei perdele care înaintează o dată cu furtuna.

8.2.2.4. Vârtejul de praf sau *nisip*

Reprezintă deplasarea sub forma unui turbion a unui ansamblu de particule de praf sau de nisip ridicate de la sol de către vânt. Se dezvoltă mai mult în zilele senine, cu temperaturi foarte mari, când se întrunesc condiţii prielnice de formare şi dezvoltare a curenţilor termo-convectivi ascendenţi. Nu durează mult şi nu au dezvoltare mare altitudinală.

8.2.2.5. Fumul

Reprezintă o suspensie solidă alcătuită din particule foarte fine rezultate în urma arderii unor combustibili sau în urma incendiilor. Soarele văzut prin stratul de fum are o culoare roşie-portocalie sau gălbuie, la fel ca şi în cazul pâclei, mai ales la răsărit şi apus.

8.2.3. ***Fotometeorii***

Sunt fenomene optice determinate de reflexia, difracţia şi dispersia razelor luminoase ale Soarelui şi Lunii de către particulele aflate în suspensie în atmosferă, de cele care alcătuiesc norii şi ceţurile, de precipitaţii, dar şi de suprafaţa terestră.

Principalii fotometeori sunt: *halourile solar şi lunar, curcubeul, irizaţiile, vibraţiile obiectelor îndepărtate, mirajul, coroana, gloria, inelul lui Bishop, culoarea cerului, luminozitatea boltei cereşti, iluminarea diurnă* şi *nocturnă, crepusculul* şi *zorile.*

8.2.3.1. Halourile solar şi *lunar*

Apar în urma refracţiei, reflexiei şi dispersiei luminii de către cristalele de gheaţă conţinute în norii superiori, îndeosebi Cirrostratus, care ecranează cei doi aştri. Au formă de inele, colorat în cazul Soarelui şi alb în jurul Lunii. Halourile pot avea, de asemenea, diferite aspecte determinate de cantitatea şi orientarea cristalelor de gheaţă din atmosferă (fig. 67).

Fig. 67. Aspectul haloului lunar

8.2.3.2. Curcubeul

Reprezintă o serie de benzi arcuite dispuse concentric, care se datorează descompunerii luminii albe în componentele ei de bază (spectrul de culori) de către norii de ploaie aflați în spatele Soarelui.

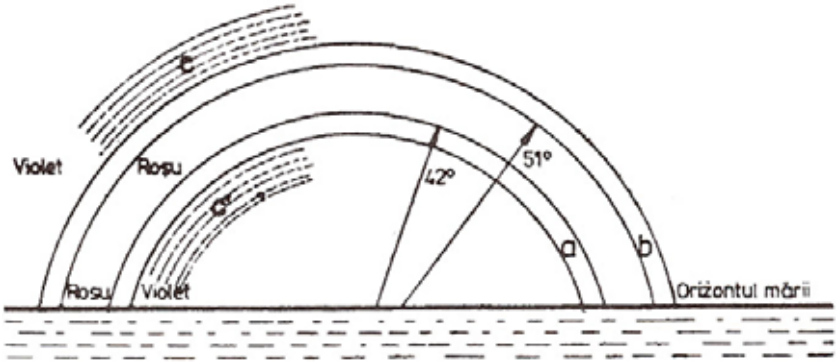


Fig. 68. Tipuri de curcubeu: a) primar; b) secundar, c) supranumerar.
Sursa: Măhăra, 2001

Culorile componente ale spectrului se succed astfel: roşu (în exteriorul arcului), oranj (portocaliu), galben, verde, albastru, indigo, violet (în interior). Adesea apare şi un al doilea curcubeu, *secundar*, ale cărui culori sunt mai puțin intense şi dispuse invers, comparativ cu primul (fig. 68).

Cel care a explicat pentru prima dată formarea curcubeului a fost Descartes, în 1637, ulterior aducând completări şi îmbunătățiri Newton şi Airy.

8.2.3.3. Irizațiile

Sunt colorări ale norilor superiori, foarte subțiri şi izolați, în cele şapte culori ale curcubeului atunci când razele solare penetrează prin ei.

8.2.3.4. Vibrațiile obiectelor îndepărtate

Reprezintă un fenomen care se produce datorită refracției terestre în zilele foarte călduroase, în special în zonele de câmpie. El constă în oscilarea obiectelor îndepărtate (munți, dealuri, clădiri, pomi), care sunt cauzate de devierea bruscă a razelor luminoase care vin de la obiectele respective prin străbaterea unor straturi de aer cu densități diferite şi, deci, cu indici de refracție diferiți.

8.2.3.5. Mirajul

Este un fenomen optic determinat tot de refracția terestră prin variații bruşte ale densității aerului în sens vertical. Se modifică, astfel, aparent forma obiectului care apare alături de imaginile respective. Mirajul poate fi de mai multe feluri: *inferior, superior, lateral şi multiplu* (fig. 69).

Mirajul inferior se produce în deşerturi şi stepe uscate datorită încălzirii puternice a aerului din imediata vecinătate a solului, care contribuie la creşterea altitudinală a densității straturilor de aer. Razele luminoase care pornesc de la un obiect îndepărtat vor ajunge la observator din ce în ce mai refractate, o dată cu apropierea de sol. Unghiul de incidență al razelor solare va depăşi valoarea limită şi observatorul va vedea imaginea obiectului în prelungirea ultimei raze refractate, mai coborâtă decât obiectul respectiv şi răsturnată. Mirajul inferior se mai numeşte şi *fatamorgana.*

Mirajul superior se produce în situația în care, straturile de aer apropiate de sol se răcesc față de cele superioare, densitatea aerului se micşorează, ca şi indicii de refracție.

Mirajul lateral are loc în situația în care apar variații importante ale densității aerului în plan orizontal.

Mirajul multiplu apare o dată cu micşorarea rapidă a densității aerului cu înălțimea şi apariția mai multor imagini ale obiectului respectiv.

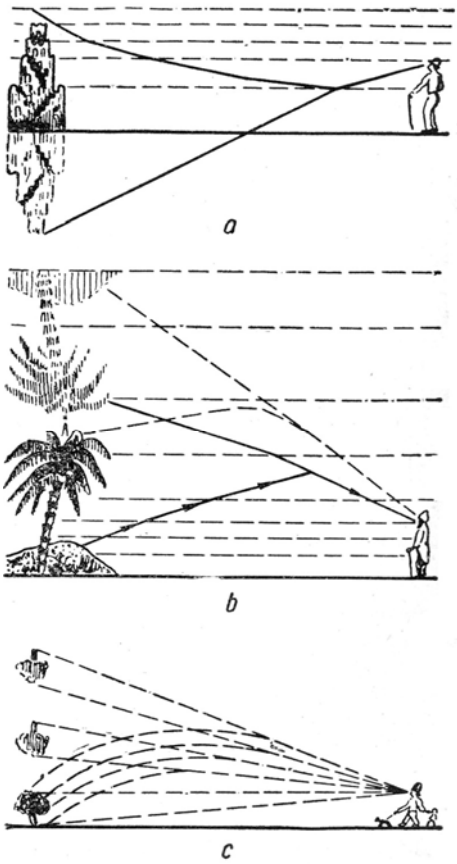


Fig. 69. Tipuri de miraj: a) inferior; b) superior; c) lateral
Sursa: Stoica, 1971

8.2.3.6. Coroana

Poate fi solară sau lunară şi se datorează refracţiei razelor luminoase emise de aceste corpuri cereşti în situaţia existenţei în faţa celor doi aştri a unui strat subţire de nori mijlocii alcătuiţi din picături de apă şi cristale de gheaţă. Se prezintă sub forma unor cercuri luminoase în jurul Soarelui şi a Lunii, în culorile spectrului solar. Apar în norii mijlocii Altocumulus şi Altostratus sub forma unui inel albăstrui în interior şi a unuia roşu în exterior.

8.2.3.7. Gloria

Se prezintă sub forma unui sistem de inele colorate în culorile spectrului solar, cu violetul în interior şi roşu în exterior, înconjurând forma unui obiect (avion, balon etc.), care se proiectează pe un nor compact.

8.2.3.8. Inelul lui Bishop

Se mai numeşte inelul de difracţie şi este un cerc luminos de culoare roşiatică aflat în jurul Soarelui sau Lunii. Fenomenul apare, îndeosebi, după erupţiile vulcanice când în atmosferă există o cantitate foarte mare de pulberi pe care se difractă razele luminoase.

8.2.3.9. Culoarea cerului

Se explică prin difuzia luminii pe moleculele de gaze şi pe diferitele particule aflate în compoziţia aerului. În situaţia în care difuzia razelor luminoase se produce numai pe moleculele gazelor componente, culoarea cerului este albastră, deoarece sunt difuzate mai mult razele din regiunea albastră a spectrului, cu lungimi de undă cuprinse între 475-488 mμ. Când difuzia se produce pe picăturile de apă cu diametru mare, proporţia cea mai mare revine radiaţiilor cu lungimi de undă mari şi culoarea cerului apare albicioasă. Trecerea culorii cerului la orizont printr-o gamă de culori de la portocaliu la roşu-violet se explică prin difuzia radiaţiilor cu lungimi de undă mari din regiunea roşie a spectrului pe diverse particule cu diametrul mare (pulberi, microorganisme, picături de apă). De la o înălţime mare (vârf montan, avion), culoarea cerului apare albastru închis, deoarece aici, aerul este mai curat, încărcătura de diverse particule solide şi lichide este mai scăzută, comparativ cu un aer poluat. Privit din spaţiul cosmic, cerul apare negru, deoarece acolo nu există impurităţi pe care să se difuzeze razele solare şi lunare.

8.2.3.10. Luminozitatea boltei cereşti

Se datorează tot difuziei razelor solare pe particulele care intră în compoziția aerului.. Depinde de înălțimea Soarelui şi de transparența atmosferei. Luminozitatea cerului senin creşte de la zenit către orizont.

8.2.3.11. Iluminarea diurnă

Se produce datorită radiației solare globale, în situația unui cer senin, iar în cazul unei nebulozități accentuate, numai radiației difuze. Depinde şi de înălțimea Soarelui şi de prezența stratului de zăpadă, ştiindu-se că albedo-ul zăpezii are valoarea cea mai mare.

8.2.3.12. Iluminarea nocturnă

Depinde de prezența Lunii şi de înălțimea la care ea se află, din cauza variației periodice a distanței dintre Pământ şi Lună (fazele lunii). În nopțile fără lună, iluminarea este produsă de stele, de lumina zodiacală (fâşia slab luminoasă din partea vestică a boltei cereşti, de culoare roşie-gălbuie-albicioasă, vizibilă după apusul Soarelui), de cea galactică şi de luminiscența proprie atmosferei datorată gazelor ce intră în compoziția ei, în straturile superioare ale atmosferei.

8.2.3.13. Crepusculul

Se mai numeşte amurgul sau apusul Soarelui şi reprezintă fenomenul optic în care, după apus, o parte din bolta cerească continuă să fie luminată, datorită difuziei razelor solare de către particulele aflate în suspensie în atmosferă.

8.2.3.14. Zorile

Poartă denumirea şi de aurora dimineții fiind tot un fenomen optic reprezentând cerul luminat înainte de răsăritul Soarelui, determinat de difuzia razelor solare de către particulele aflate în compoziția atmosferei.

8.2.4. ***Electrometeorii***

Sunt fenomene meteorologice determinate de starea electrică a atmosferei, condiționată de mişcarea particulelor încărcate cu sarcini electrice, denumite ioni. Ionii apar în atmosferă din transformarea atomilor gazelor ce se află în compoziția aerului în urma procesului de ionizare.

Concentrația mare de sarcini electrice generează câmpuri electrice intense în interiorul norilor orajoşi, dar şi în vecinătatea lor, cu consecințe importante asupra câmpului electric de la suprafața solului, care poate să atingă valori de mii de volți pe 1 m. Aceasta este cauza care produce descărcările electrice între nori încărcați cu sarcini electrice diferite şi între nori şi Pământ. Aceste descărcări electrice poartă denumirea de electrometeori.

Principalii electrometeori sunt*: focurile Sf. Elm, fulgerul, trăznetul, tunetul, orajul, aurora polară.*

8.2.4.1.Focurile Sf. Elm

Sunt descărcări luminiscente produse frecvent în timpul rafalelor de vânt, vizibile pe vârfurile paratrăznetelor, copacilor, ierbii, munților. Cauza lor este ionizarea puternică a aerului din jurul vârfurilor ascuțite însoțită de luminiscență. Uneori scurgerea de electricitate se produce şi în jurul animalelor şi chiar al capului oamenilor, de aici şi denumirea fenomenului.

8.2.4.2. Fulgerul

Reprezintă forma sub care se prezintă descărcările electrice, când intensitatea câmpului electric atinge şi depăşeşte valori de 200000-300000 V/m. Fulgerul poate fi de mai multe feluri*: liniar, plan sau difuz, sferic sau globular, în formă de boabe.*

Fulgerul liniar se produce atunci când între nori sau între nori şi Pământ se stabileşte o mare diferență de potențial electric. Are forma unei dungi luminoase cu ramificații, cu o lungime ce poate depăşi 20 km, în prima situație, sau 2-3 km în cea de a doua.

Fulgerul plan sau difuz este o descărcare electrică de scurtă durată care se petrece în interiorul norului şi luminează partea superioară a acestuia.

Fulgerul sferic sau globular se produce sub forma unei sfere luminoase după descărcarea puternică a unui fulger liniar. Durează de la câteva fracțiuni de secundă până la câteva minute. Produce explozii foarte puternice datorită expansiunii gazelor comprimate în interiorul acestuia.

Fulgerul în formă de boabe se produce rar şi face tranziția de la fulgerul liniar la cel globular. Este format dintr-o serie de fulgere globulare mici.

8.2.4.3. Trăsnetul

Este descărcarea electrică dintre nori şi Pământ formată din mai multe impulsuri succedate la intervale foarte mici, cu efect dezastruos asupra oamenilor şi animalelor surprinse pe câmp deschis.

8.2.4.4. Tunetul

Reprezintă zgomotul însoțitor al descărcării electrice şi este un rezultat al acțiunilor mecanice şi calorice foarte puternice care se produc în canalul fulgerului. Temperatura ajunge până la 10000°C, iar trecerea foarte rapidă de la presiuni ridicate la presiuni coborâte este însoțită de bubuituri puternice.

8.2.4.5. Orajul

Este un complex de fenomene atmosferice însoțite de descărcări electrice luminoase. Descărcările electrice, ca rezultat al unei diferențe puternice de potențial electric, se produc între diferitele părți ale norului, între nori sau între nori şi Pământ. Fenomenele orajoase se produc în urma activității convective termice intense în cadrul unui nor Cumulonimbus, într-un aer stratificat instabil şi încărcat cu o mare cantitate de vapori de apă. Pot apărea şi în urma convecției dinamice şi orografice şi pe linia frontului rece.

Norii orajoşi se produc mai ales în sezonul cald, la baza şi în interiorul lor se formează mişcări turbionare ale aerului, forța ascensională a acestuia fiind de 15-20 m/s.

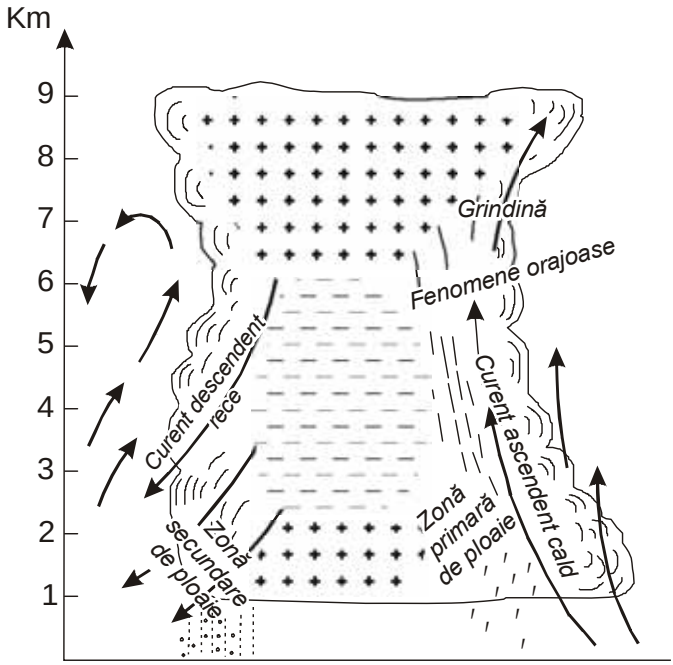


Fig. 70. Structura unui nor orajos, Cumulonimbus

Structura norului orajos este mixtă, alături de picături de apă suprarăcite apar fulgi de zăpadă, măzăriche, ace de gheață, boabe de grindină. Curenții ascendenți puternici se produc în partea anterioară a norului, iar cei descendenți în partea posterioară (fig. 70). În interiorul norului se formează sarcini electrice pozitive şi negative, ce dau naştere unor câmpuri electrice locale, care pot să deformeze şi câmpul electric din jurul norului, provocând descărcări electrice. Norul orajos este însoțit la sol de vânt puternic, averse de ploaie însoțite uneori de grindină.

8.2.4.6. Aurora polară

Sunt fenomene electro-luminoase care se formează în regiunile polare din cele două emisfere. Au o luminozitate şi un colorit variabil, determinat vizual şi exprimat în unități internaționale de intensitate, de la I la IV. De obicei, aurorele cu intensitatea I-III sunt necolorate, rareori în galben-verzui. Cele de gradul IV sunt colorate în nuanțe de

roşu, verde, violet. Pot căpăta diferite forme, dar cele mai des întâlnite sunt aurorele cu *structură radială***,** mobile, şi *neradială*, fixe.

Aurorele cu structură radială au forma de raze, benzi sau coroane luminoase, cu aspectul unei draperii uriaşe.

Aurorele cu structură neradială au o luminozitate difuză a cerului sau pot apărea sub formă de arcuri colorate în galben-verzui.

Repartiția geografică a aurorelor polare se face prin intermediul unor curbe anuale de egală frecvență numite izohasme. Izohasma cu frecvența de 100 de aurore polare trece în lungul litoralului nordic al Norvegiei, insula Novaia Zemlea, peninsula Taimir, nordul Alaskăi, Canada şi sudul Groenlandei.

Frecvența cea mai mare de producere este în timpul nopții polare. Ele se dezvoltă în înălțime între 95-110 km, limita inferioară, şi 1000-1200 km, limita superioară.

9. **NOȚIUNI FUNDAMENTALE DE METEOROLOGIE SINOPTICĂ**

Meteorologia sinoptică este una dintre ramurile principale ale meteorologiei care studiază vremea şi procesele fizice din atmosferă care determină evoluția ei de la o zi la alta, având ca scop principal prognoza sau prevederea vremii. Pe baza datelor meteorologice obținute din rețeaua națională de stații, din informațiile de la centrele europene de transmitere a datelor meteorologice şi a celor obținute cu ajutorul radarului şi sateliților meteorologici se realizează hărți geografice la diferite scări care redau ansamblul stării fizice generale a atmosferei la un moment dat, numite *hărți sinoptice*. Pentru prognoza vremii, o importanță deosebită o are studierea *maselor de aer, a fronturilor atmosferice, a evoluției şi deplasării ciclonilor* şi *anticiclonilor*.

9.1. **Masele de aer**

Reprezintă volume de aer cu extindere spațială foarte mare (mii de kilometri), cu proprietăți fizice relativ omogene şi care imprimă vremii anumite caracteristici termice, de umiditate, precipitații, vânt etc. Ele se formează prin staționarea îndelungată a aerului deasupra unor regiuni geografice situate la diferite latitudini, însuşindu-şi astfel specificul regiunii respective. Acest lucru se produce cel mai frecvent în regim anticiclonic şi mai puțin în regim ciclonic. În deplasarea sa, o masă de aer transportă deci, aerul cu însuşirile caracteristice locului de origine, în alte regiuni geografice, imprimând acestora trăsăturile respective în evoluția vremii.

9.1.1. ***Clasificarea maselor de aer***

Se face după următoarele criterii: *termic, termodinamic, geografic.*

9.1.1.1. Criteriul termic

După temperatură masele de aer se împart în: *mase de aer cald* şi *mase de aer rece.* Masele de aer se încălzesc şi se răcesc datorită

suprafeței terestre care poate fi mai rece sau mai caldă, după bilanțul termic, care poate fi pozitiv sau negativ, imprimându-le astfel, o anumită caracteristică termică. De asemenea, în funcție de latitudinea de la care se deplasează şi de diferența termică dintre masa de aer nouă care o înlocuieşte pe cea veche, masele de aer primesc însuşirile termice ale regiunii geografice respective.

În practica meteorologică, o masă de aer este considerată caldă atunci când pătrunde într-o regiune geografică şi este mai caldă decât masa de aer pe care o înlocuieşte, iar o masă de aer este rece când, pătrunzând într-o regiune este mai rece în comparație cu masa de aer pe care o înlocuieşte.

9.1.1.2. Criteriul termodinamic

După proprietățile termodinamice, masele de aer se împart în: *stabile* şi *instabile*. În practica meteorologică, pentru a clasifica masele de aer din acest punct de vedere se folosesc mai multe indicii: valoarea gradientului termic vertical, nebulozitatea, felul norilor, caracterul precipitațiilor etc.

O masă de aer este *stabilă* în situația în care gradientul termic vertical este mai mic decât gradientul adiabatic, neexistând condiții de apariție a proceselor convective (mişcări ascendente) în stratul de aer inferior, nici în orele amiezii, când acestea ar fi cele mai favorabile. Din această cauză nu se dezvoltă norii convectivi cumuliformi, putându-se forma numai nori stratiformi. În situația unei umezeli reduse a aerului, cerul poate rămâne senin toată ziua, iar variația celorlalte elemente meteorologice este nesemnificativă. În general, masele de aer stabile sunt cele calde, răcirea aerului din imediata apropiere a suprafeței terestre mărindu-i stabilitatea. În perioada rece a anului se produc inversiuni de temperatură, se pot dezvolta norii stratiformi din care cad precipitații slabe sub formă de burniță. În țara noastră, masele de aer stabile sunt aduse prin intermediul circulației sud-vestice de cicloni mediteraneene sau prin prelungirea anticiclonului subtropical din nordul Africii.

Masa de aer este considerată *instabilă* când gradientul termic vertical din stratul de aer inferior este mai mare decât gradientul adiabatic. Sunt favorizate mişcările convective puternice, care ating nivelul de condensare a vaporilor de apă, mai ales dacă masa de aer este umedă, se formează norii cumuliformi, care se pot transforma în nori de furtună, Cumulonimbus, din care cad precipitații sub formă de

averse. Masa de aer devine instabilă atunci când aerul rece pătrunde într-o regiune caldă, se dezvoltă mişcările ascendente convective cu formarea norilor cumuliformi şi căderea precipitaţiilor.

În masele de aer instabile, evoluţia în timpul zilei a elementelor meteorologice prezintă variaţii însemnate, iar noaptea timpul este calm şi cerul se înseninează.

9.1.1.3. Criteriul geografic

Clasificarea maselor de aer după acest criteriu se face în funcţie de regiunea geografică deasupra căreia se formează masa de aer respectivă. Astfel, există *mase de aer ecuatorial* (E), formate în zonele ecuatoriale, *mase de aer tropical* (T), formate în anticicloni tropicale, *mase de aer polar* (P), ce provin din regiunile subpolare şi temperate şi *mase de aer arctic* (A) şi *antarctic* (aA), formate deasupra bazinului arctic şi, respectiv, calotei antarctice.

După natura suprafeţei active, apă sau uscat, aceste mase de aer sunt: *mase de aer maritim* (m) umede şi moderate termic şi *mase de aer continental* (c), calde şi uscate.

Masele de aer ecuatorial se formează în regiunea ecuatorială, deasupra continentelor şi a oceanelor. Aceste mase de aer sunt deplasate prin intermediul alizeelor dintr-o emisferă în cealaltă.

Masele de aer tropical continental se formează în nordul Africii, Asiei Mici şi Arabiei în timpul iernii, iar vara deasupra estului şi sud-estului european al Rusiei şi Peninsulei Balcanice. În general aceste mase de aer sunt uscate şi stabile.

Masele de aer tropical maritim se formează în zonele subtropicale ale Oceanelor Atlantic şi Pacific, în regiunile Insulelor Azore şi Hawaii. Aceste mase de aer au un rol important pentru vestul continentului european, îndeosebi cele formate deasupra Insulelor Azore (Anticiclonul Azoric). Când acest anticiclon se extinde peste Marea Mediterană printr-o dorsală anticiclonică, aerul maritim tropical influenţează estul şi sud-estul Europei, inclusiv ţara noastră. Acest aer prezintă un grad ridicat de stabilitate termică în perioada rece a anului. În România prezenţa acestui tip de mase de aer duce la formarea ceţii de advecţie, a norilor stratiformi care dau precipitaţii slabe cantitativ şi se produc dezgheţuri, dacă invazia lui se produce după o perioadă geroasă. Vara, acest aer are o mare instabilitate termică, se dezvoltă nori convectivi, orajoşi, din care cad precipitaţii abundente sub formă de averse însoţite de vijelii şi descărcări electrice.

Masele de aer continental polar (temperat) se formează deasupra marilor suprafețe de uscat de la latitudinile temperate. Au cea mai mare frecvență în Europa de răsărit şi în Siberia. Sunt mase de aer uscat şi rece (iarna) şi cald (vara). În timpul iernii predomină cerul senin, răcirile radiative şi geruri puternice. Vara, dau o anumită instabilitate vremii, după orele prânzului pot fi averse izolate de ploaie.

Masele de aer maritim polar au inițial caracteristici de aer continental deoarece se formează deasupra Canadei, apoi prin traversarea Oceanului Atlantic devin cu caracter umed-maritim, la pătrunderea în Europa. Vremea este caracterizată prin ierni blânde şi umede şi veri răcoroase-umede cu ploi abundente.

Masele de aer continental arctic vin din bazinul Oceanului Arctic şi pătrund pe continentul euro-asiatic peste Mările Kursk şi Barents. Iarna se produc scăderi accentuate ale temperaturii aerului, umezeala este scăzută, transparența aerului şi vizibilitatea sunt mari, nebulozitatea şi precipitațiile sunt neînsemnate. Vara determină răciri accentuate ale vremii.

Masele de aer maritim arctic se formează în bazinul arctic, în anticiclonul de deasupra Groenlandei. Pătrund în America şi Europa după traversarea nordului Oceanului Atlantic, unde se încălzesc, determinând pe teritoriul european o vreme instabilă cu ploi sub formă de averse date de nori cu mare dezvoltare verticală. Acest aer pătrunde adesea şi în Europa Centrală şi de Sud-Est, inclusiv România, determinând ninsori târzii de primăvară şi timpurii de toamnă, iar vara, ploi reci şi posibile ninsori în zona de munte la altitudini de peste 1800 m.

9.2. **Fronturile atmosferice**

Între masele de aer cu proprietăți termice diferite apare o zonă de tranziție, de separație numită *zonă frontală*, iar intersecția acesteia cu suprafața terestră poartă denumirea de *front atmosferic*. Această zonă de tranziție poate avea lățimi de ordinul sutelor de metri şi în cadrul ei au loc schimbări bruşte ale caracteristicilor principalelor elemente meteorologice (presiune, temperatură, umiditate, precipitații, vânt etc.), care determină schimbarea vremii. Totalitatea acestor procese meteorologice poartă denumirea de *procese frontale*, iar cele care dau naştere unui front, *frontogeneză.*

În practica meteorologică, zona de separație dintre două sau mai multe mase de aer apare ca o suprafață, iar frontul atmosferic ca o linie rezultată din intersecția suprafeței frontale cu suprafața terestră.

Suprafața frontală este întotdeauna înclinată către masa de aer rece din cauza densității mari a aerului rece şi formează cu suprafața orizontală a scoarței terestre un unghi cu valori cuprinse între 1° şi 10° (fig. 71).

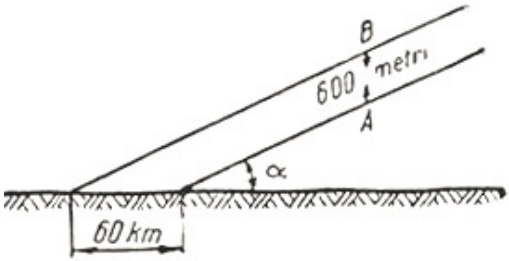


Fig. 71. Structură verticală printr-o zonă frontală

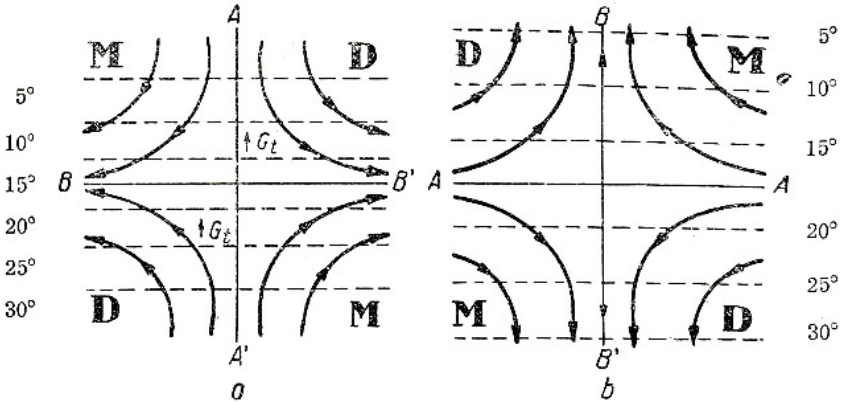


Fig. 72. Frontogeneza (a) şi frontoliza (b) – izobare; izoterme

Zona frontală poate avea o lățime cuprinsă între 10 km şi 30 km, iar în înălțime se extinde peste 1-2 km. La apropierea frontului se produc mari modificări în distribuția tuturor elementelor meteorologice şi una dintre cele mai importante este schimbarea direcției vântului. Pentru formarea unui front, adică pentru *frontogeneză*, este necesar ca axul de comprimare AA′ dintre cele două mase de aer să fie paralel cu gradientul termic orizontal, sau să facă cu acesta un unghi sub 45°, contactul termic realizându-se prin apropierea izotermelor. Pe măsură ce contrastul termic slăbeşte şi izotermele se distanțează se produce fenomenul invers, de destrămare a frontului, numit *frontoliză* (fig. 72).

Aceste două procese, care depind de repartiția centrilor barici, duc la schimbarea vremii într-o anumită regiune geografică. Dintre toate formele barice, şaua barometrică reprezintă forma ideală pentru frontogeneză, dar şi pentru frontoliză.

9.2.1. ***Clasificarea fronturilor atmosferice***

Se face după următoarele criterii:

- după masa de aer mai activă există *fronturi calde şi reci;*
- după modul de circulație a aerului în zona frontului sunt *anafronturi* (aerul are o mişcare de alunecare ascendentă pe linia frontului şi *catafronturi* (aerul are o mişcare de alunecare descendentă pe suprafața frontală);
- după principalele tipuri geografice de mase de aer pe care le separă: *frontul tropical, frontul polar, frontul arctic;*
- după numărul de mase de aer pe care le separă: *fronturi simple* care separă două mase de aer, *fronturi mixte sau ocluse,* care separă trei sau mai multe tipuri de mase de aer.

9.2.1.1. Frontul cald

Reprezintă deplasarea aerului cald spre cel rece, concomitent cu ascensiunea lui şi retragerea celui rece (fig. 73). Caracteristică este condensarea vaporilor de apă sub forma norilor stratiformi (Cs, As, Ns). Primii vestitori (cu 2-3 zile înainte) ai apariției frontului cald sunt norii Cirrus şi Cirrostratus izolați. După aceştia, la altitudini mai joase se formează norii Altostratus care dau precipitații slabe ce se evaporă rapid în aerul uscat. Urmează Nimbostratus la altitudini scăzute, cu grosimi mari, care dau precipitații continui şi însemnate cantitativ (ploi mocăneşti). Sistemul noros acompaniator al frontului cald poate atinge lățimi de până la 1000 km, iar în înălțime până la tropopauză.

Vremea, la trecerea frontului cald, este frumoasă, cu presiune ridicată pe parcursul dezvoltării norilor Cirrus, apoi se schimbă prin scăderea lentă şi continuă a presiunii atmosferice şi apariția şi dezvoltarea norilor Cirrostratus care acoperă tot cerul, urmați succesiv de Altostratus şi Nimbostratus care dau precipitații, în timpul cărora presiunea atmosferică înregistrează valoarea minimă. După trecerea frontului, presiunea devine staționară, vântul se roteşte spre dreapta, scade în intensitate şi temperatura aerului creşte treptat. Precipitațiile încetează, norii se destramă şi timpul devine din nou frumos.

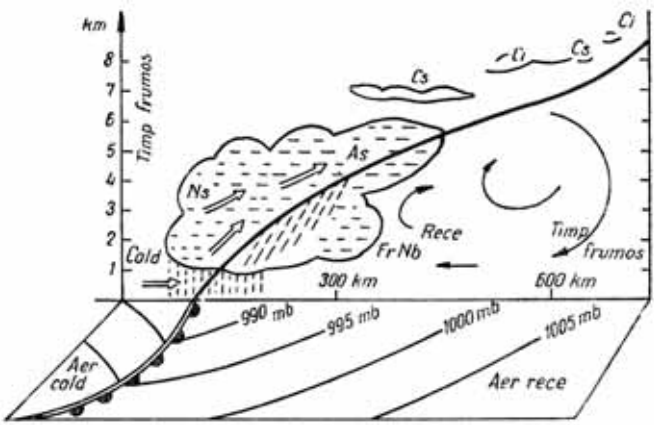


Fig. 73. Frontul cald şi vremea generată

9.2.1.2. Frontul rece de ordinul I

Apare atunci când o masă de aer rece pătrunde sub o masă de aer cald pe care o înlocuieşte prin ridicare bruscă pe verticală, determinând mişcări convective dinamice puternice, care duc la răcirea adiabatică rapidă a aerului şi formarea norilor de tip Cumulonimbus, din care cad precipitaţii sub formă de averse, însemnate cantitativ şi însoţite de oraje. Viteza de deplasare a frontului rece este mult mai mare decât a celui cald, astfel că viteza vântului este şi ea mai mare, acesta căpătând aspect de vijelie. După trecerea părţii abrupte a frontului, mişcarea de alunecare a aerului este mai lentă, iar dispunerea sistemului noros este inversă frontului cald, plafonul norilor creşte, trecând de la norii mijlocii către cei superiori. Precipitaţiile devin slabe cantitativ şi cu caracter continuu (fig. 74).

9.2.1.3. Frontul rece de ordinul II

Se formează în situaţia în care viteza de deplasare a aerului rece este mai mare decât în cazul frontului rece de ordinul I. Panta frontului este abruptă (peste 90º), astfel încât aerul cald este ridicat violent, se formează nori Cumulus congestus şi Cumulonimbus până la altitudini

foarte mari din care cad precipitații puternice sub formă de averse şi vânt în rafale, atât pe linia frontului cât şi în fața lui, dar pe o durată scurtă de 3-6 ore. Ploile sunt însoțite de vijelii şi fenomene orajoase (fig. 75). Vremea în fața frontului este deosebit de caldă, dar cu presiune scăzută, care scade brusc la trecerea liniei frontului. După trecerea acestuia, presiunea atmosferică creşte rapid însoțită de o scădere a temperaturii aerului şi instalarea aerului rece.

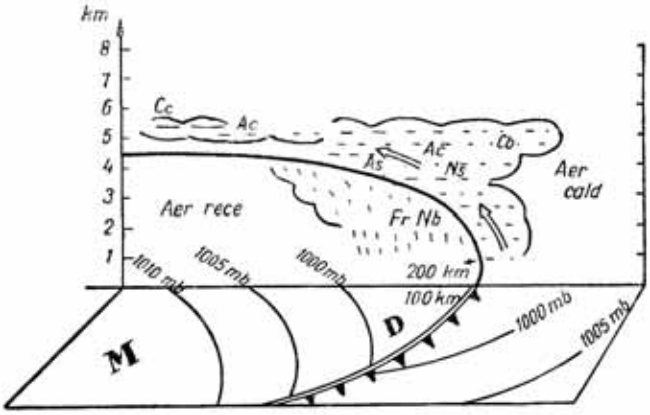


Fig. 74. Frontul rece de ordinul I şi vremea generată

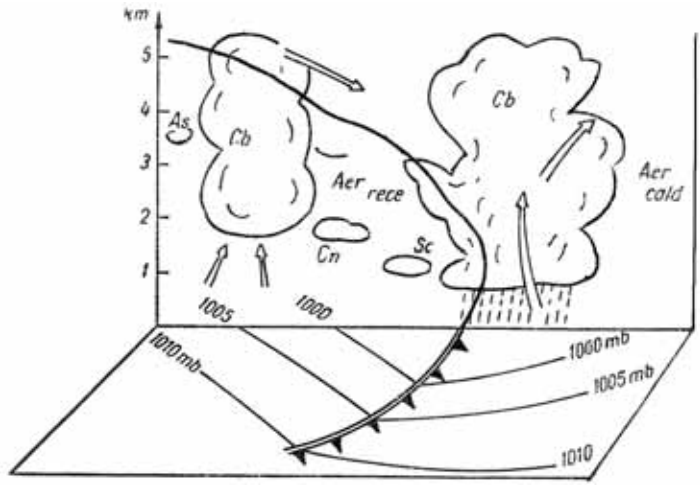


Fig. 75. Frontul rece de ordinul II şi vremea generată

9.2.1.4. Fronturile ocluse sau mixte

Rezultă din unirea unui front rece cu unul cald şi se formează în procesul de dezvoltare a ciclonilor, atunci când frontul rece aflat în spatele celui cald se deplasează mai rapid contopindu-se cu el. În astfel de situaţii, aerul rece din spatele frontului se uneşte cu aerul rece din faţa frontului cald, iar aerul cald dintre ele se ridică (fig. 76). Acest proces are loc în partea centrală a unei depresiuni (ciclon), când aerul rece din spatele frontului rece se uneşte cu aerul cald din faţa frontului cald. Vremea, la trecerea unui front oclus, este mohorâtă, cu nebulozitate ridicată formată din nori de diferite tipuri. Baza norilor este joasă (100-200 m iarna). În funcţie de temperatura aerului rece din faţa şi spatele frontului există trei tipuri de fronturi ocluse: neutru, cald şi rece.

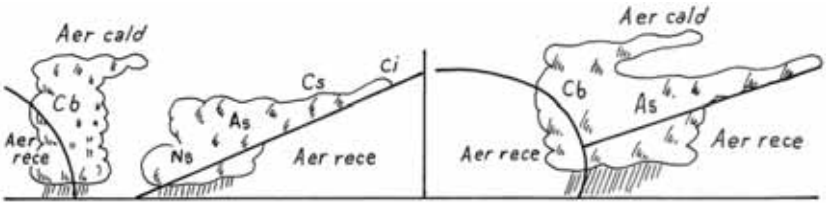


Fig. 76. Formarea frontului oclus
Sursa: Măhăra, 2001

Frontul oclus cu caracter neutru se formează atunci când masele de aer care se întâlnesc nu au contraste mari de temperatură. Toate fenomenele legate de aspectul vremii dispar treptat predominarea aerului descendent duce la risipirea norilor şi la apariţia unei zone de inversiune termică (fig. 77).

Frontul oclus cu caracter cald se formează în situaţia în care masa de aer rece care se deplasează în spatele frontului rece este mai caldă decât masa de aer rece din faţa frontului cald. În acest tip de front sunt prezente trei tipuri de sisteme noroase: al fostului front cald, al frontului rece şi al frontului cald inferior (fig. 78). Precipitaţiile sunt continue, dar reduse cantitativ; primăvara şi toamna predomină burniţele. În general, acest tip de fronturi sunt specifice perioadei reci a anului.

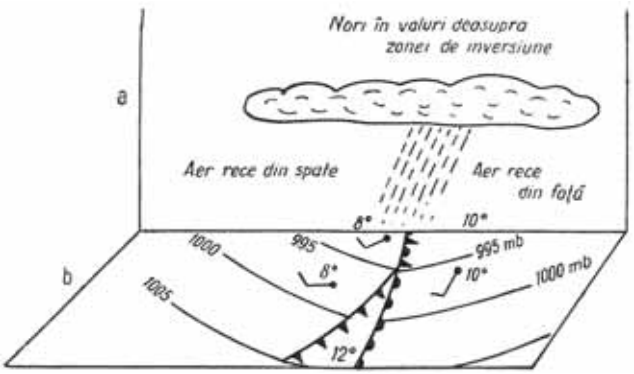


Fig. 77. Aspectul vremii la trecerea frontului oclus cu caracter neutru
Sursa: Stoica şi Cristea, 1971

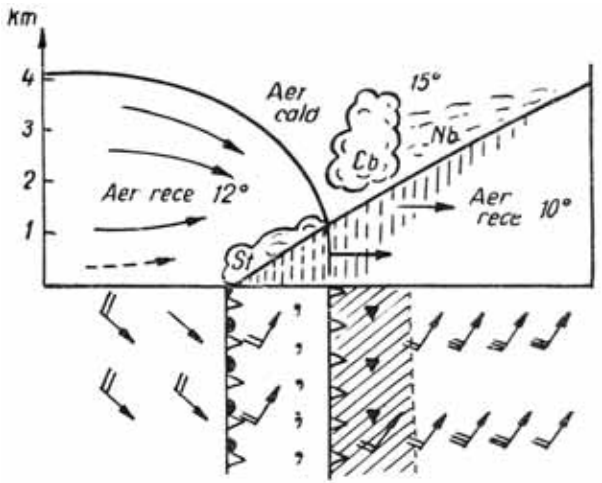


Fig. 78. Aspectul vremii la trecerea frontului oclus cu caracter cald
Sursa: Stoica şi Cristea, 1971

Frontul oclus cu caracter rece apare, îndeosebi, deasupra continentului european în perioada caldă a anului. Aerul rece din faţa frontului se încălzeşte deasupra uscatului, temperatura lui fiind aproape identică cu a aerului cald transportat la înălţime. Pe frontul

rece inferior apare un sistem noros specific frontului rece, precipitaţiile continue se transformă sub formă de averse ce cad din nori Cumulonimbus, viteza vântului creşte, iar direcţia lui se schimbă (fig. 79). Masele de aer umed oceanic care pătrund în spatele frontului rece determină un grad ridicat de instabilitate a vremii, cu ploi şi oraje.

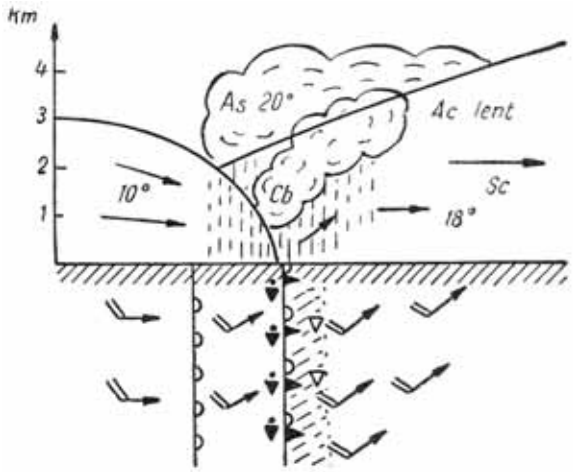


Fig. 79. Aspectul vremii la trecerea frontului oclus cu caracter rece
Sursa: Stoica şi Cristea, 1971

9.3. **Ciclonii şi anticiclonii**

Aspectul şi evoluţia vremii sunt strâns legate de deplasarea maselor de aer prin intermediul ciclonilor şi anticiclonilor mobili, care prezintă cea mai intensă activitate în zona temperată.

9.3.1. ***Geneza ciclonilor şi anticiclonilor***

Problema ciclogenezei şi anticiclogenezei are o importanţă deosebită în prognoza vremii, deoarece apariţia, dezvoltarea şi stingerea acestor formaţii barice implică participarea maselor de aer şi a fronturilor atmosferice, care prin natura şi interacţiunea lor determină aspectul vremii deasupra unei regiuni geografice. Există două teorii importante referitoare la geneza acestor formaţiuni barice: *termică* şi a *undelor frontale*.

9.3.1.1. Teoria termică a ciclogenezei şi anticiclogenezei

A apărut în a doua jumătate a secolului al XIX-lea şi, deşi bazată pe legi fizice, nu a rezistat teoriilor următoare. Ea are la bază procesele de încălzire şi răcire a aerului deasupra diverselor regiuni geografice. Aerul, prin încălzire, devine mai uşor, se ridică, iar locul lui este luat de aerul rece din zona învecinată. Aerul cald, prin ascensiune, este supus mai multor forţe: de abatere, de frecare, centrifugă. Astfel, în stratul inferior aerul se mişcă în sensul invers acelor de ceas, deci ciclonic, de la periferie spre centru, iar în straturile superioare mişcarea aerului este divergentă, de coborâre a aerului rece care ia locul aerului cald, deci anticiclonic.

9.3.1.2. Teoria undelor frontale

A fost emisă de şcoala norvegiană de meteorologie prin Bjerknes şi Solberg în anul 1920. Conform acestei teorii, de-a lungul fronturilor atmosferice principale ce despart mase de aer clasificate pe criteriul geografic (aer rece polar şi aer cald subtropical), la latitudinile medii, pe distanţe de mii de km, apar mişcări permanente (perturbaţii) ondulatorii care deformează frontul. Aceste deformări pendulează către partea aerului rece a frontului sau către partea aerului cald, frontul luând caracterul specific masei de aer respectivă. Amplitudinea mişcărilor ondulatorii este foarte mare, unda căpătând un caracter de instabilitate, iar în câmpul baric perturbaţia ia aspectul de vârtej (fig. 80), treptat apare stadiul incipient al unui ciclon, acesta se dezvoltă şi apoi se stinge (fig. 81).

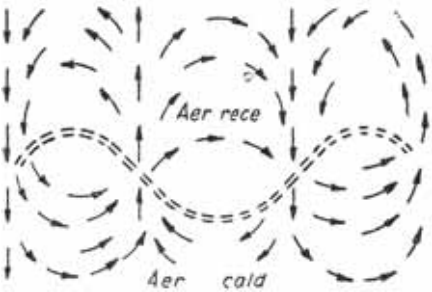


Fig. 80. Distribuţia curenţilor aerieni în procesele de ciclogeneză şi anticiclogeneză după teoria termică. Sursa: Stoica şi Cristea, 1971

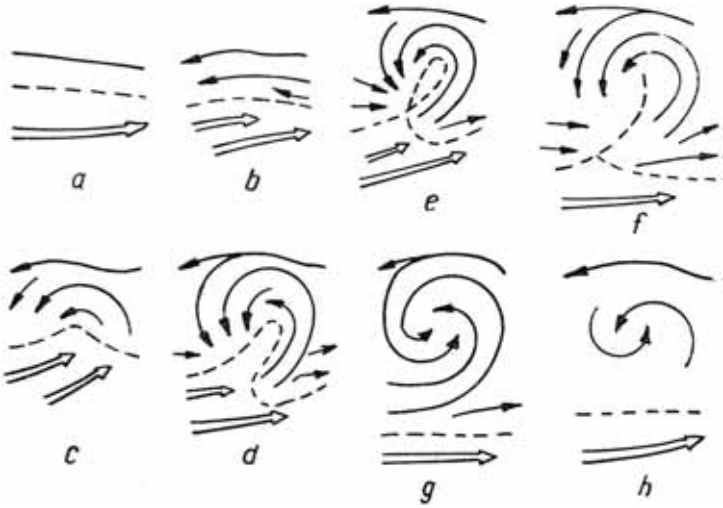


Fig. 81. Procesul de ciclogeneză după teoria ondulatorie Bjerknes-Solberg

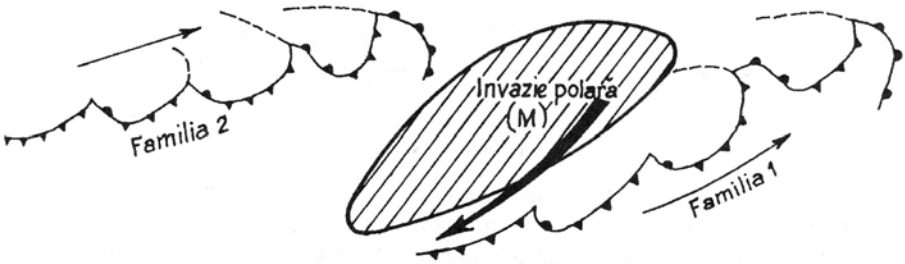


Fig. 82. Familii de cicloni mobili separate de un anticiclon mobil polar

În timp ce pe unda frontală apare un ciclon, în spatele acestuia se formează o altă undă din care va evolua un alt ciclon etc., formându-se familii de cicloni, primul se numeşte ciclonul principal, ceilalţi, secundari (fig. 82). În acest mod iau naştere familiile de cicloni mobili extratropicali care influenţează aspectul vremii în Europa. Acest proces se poate vedea foarte des pe hărţile sinoptice (fig. 83).

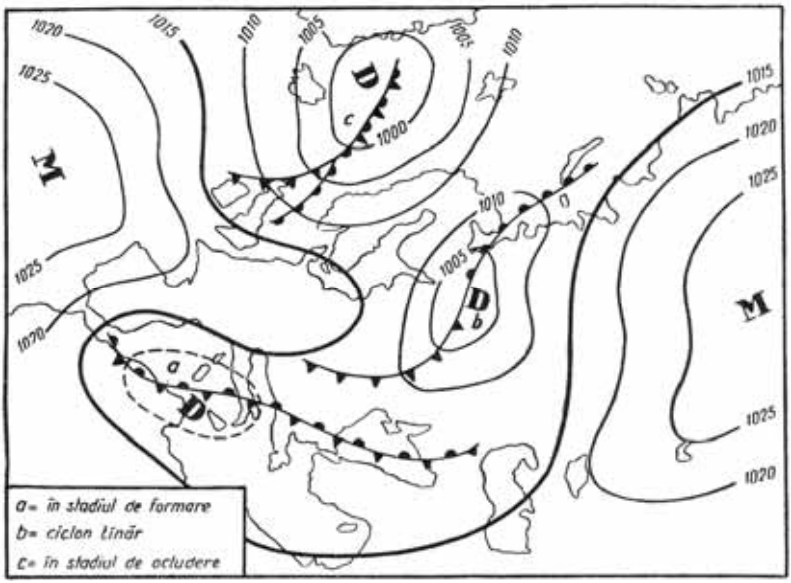


Fig. 83. Stadii de evoluţie a ciclonilor (depresiuni barice) deasupra Europei
Sursa: Stoica şi Cristea, 1971

9.3.1.3. Teoria advectivo-dinamică

Deoarece teoria undelor frontale nu poate explica formarea anticiclonilor care urmează unei familii de cicloni, în şcoala meteorologică rusă a apărut o nouă teorie a ciclogenezei şi anticiclogenezei numită teoria advectivă-dinamică. Prin această teorie, formarea ciclonilor şi anticiclonilor ar fi cauzată de acţiunea reciprocă a advecţiei şi dinamicii, variaţiile barice ale frontului sunt cauzate de mişcările aerului şi nu datorită undei frontale.

9.3.1.4. Teoria turbionară

Această teorie evidenţiază corelaţiile dintre stadiile de formare ale ciclonilor şi anticiclonilor cu deformările câmpurilor termo-barice la diferite înălţimi în atmosferă. Esenţa acestei metode constă în existenţa mişcării turbionare (de rotaţie în jurul axei) a particulelor de aer, alături de mişcarea laminară şi cvasiorizontală. Prin deplasarea turbionară a aerului,

structura câmpului de presiune se modifică permanent în funcție de forma liniilor de curenți de aer şi de evoluția turbioanelor.

Europa vestică este traversată anual, în medie, de 60-70 familii de cicloni mobili, cu viteze care pot ajunge până la 80-100 km/oră, ce înaintează dinspre Oceanul Atlantic spre Marea Mediterană (cicloni cu deplasare normală). Între aceste familii de cicloni, care dau o vreme închisă cu precipitații, apar anticiclonii mobili care se deplasează o dată cu ei şi care determină cer senin şi vreme răcoroasă.

9.3.2. ***Ciclonii***

Ciclonul este o regiune din câmpul baric în care presiunea scade de la periferie spre centru, unde poate avea valori minime de 1000-970 mb. Aerul se deplasează în sensul invers acelor de ceas şi curenții de aer sunt convergenți în straturile inferioare. În mod frecvent, diametrul unui ciclon este de 1000 km, iar suprafețele pe care se pot dezvolta pot atinge, în diametru, peste 3000 km.

9.3.2.1. Ciclonul tânăr mobil şi aspectul vremii

Când este cel mai bine dezvoltat, în stadiul de tinerețe, ciclonul este alcătuit dintr-un sector de aer cald care pătrunde în interiorul aerului rece sub forma unei limbi. Pe partea anterioară se formează frontul cald, iar pe cea posterioară frontul rece de ordinul II care se deplasează foarte rapid (fig. 84). Fronturile se întâlnesc în punctul de convergență al curenților, unde presiunea este cea mai scăzută, numit *cioc de furtună*. La trecerea unui ciclon tânăr aspectul vremii înregistrează trei faze de evoluție: *trecerea frontului cald*, *trecerea sectorului cu aer cald* şi *trecerea frontului rece*.

Frontul cald este anticipat de prezența vântului de sud-est şi sud şi acoperirea treptată a cerului cu nori în următoarea ordine: Cirus, Cirrostratus, Altostratus, Nimbostratus. Încep precipitațiile liniştite pe o suprafață mare, presiunea este în scădere continuă, iar temperatura creşte. După trecerea frontului cald, în sectorul cu aer cald care urmează, precipitațiile încetează, cerul se înseninează treptat, în timp ce presiunea se menține scăzută, iar temperatura ridicată.

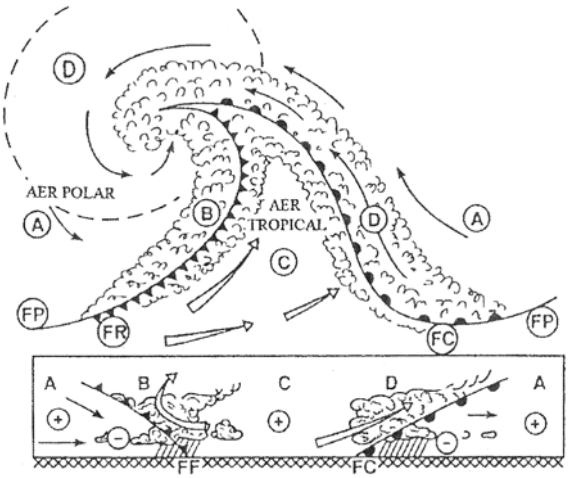


Fig. 84. Secțiune verticală printr-un ciclon temperat în emisfera nordică.
FP-front polar; FR-front rece; FC-front cald

Apariția frontului rece este anunțată cu o anticipație de 4-6 ore de norii Cirrostratus şi Altostratus. Apropierea norilor Cumulonimbus este însoțită de averse de ploaie cu grindină şi descărcări electrice. Zona de precipitații este îngustă, iar presiunea scade brusc (pe barogramă apare o denivelare numită ciocul de furtună). După trecerea frontului rece, vântul bate în rafale din direcția vest şi nord-vest, presiunea creşte în timp ce temperatura scade, precipitațiile încetează şi apar norii Altocumulus care se destramă treptat. Vremea este rece şi senină, îndeosebi iarna. Vara, aerul rece din spatele frontului se încălzeşte în timpul zilei şi se pot forma nori de tip Cumulus, noaptea cerul fiind senin şi temperatura scăzută, astfel că amplitudinea termică diurnă este mare.

9.3.2.2. Ciclonii cu deplasare retrogradă

În afară de ciclonii cu deplasare normală V-E sau SV-NE, există şi cicloni cu deplasare retrogradă, inversă direcției normale. Apar în situația întâlnirii a două mase de aer cu contraste termice foarte mari, prin rotirea fronturilor cu aproximativ 180º şi schimbarea direcției

normale vest-est cu cea opusă est-vest datorită împingerii puternice a aerului rece cu viteză mare.

Mişcarea retrogradă este favorizată de prezența unui baraj orografic, cum sunt, de exemplu, Carpații în țara noastră (Bordei, 1988). Rolul acestui tip de cicloni în prognoza vremii este foarte important şi ei au fost intens studiați de meteorologii români (A. Doneaud, N. Beşleagă, N. Ioan- Bordei). A. Doneaud a pus în evidență, pentru perioada 1950-1951, existența în Europa a unui număr de 14 cicloni retrograzi pe an (Doneaud, 1966).

9.3.3. ***Anticiclonii***

Anticiclonul este o formă barică cu presiune ridicată în centrul lui (valorile maxime pot depăşi 1035 mb.) şi gradienți barici orizontali foarte mici. Curenții de aer sunt divergenți în plan orizontal (fig. 85), iar în sens vertical mişcările aerului sunt descendente, ce determină încălzirea adiabatică a aerului şi apariția inversiunilor termice. Divergența vânturilor la suprafața terestră determină absența fronturilor atmosferice, cu excepția periferiilor anticiclonilor.

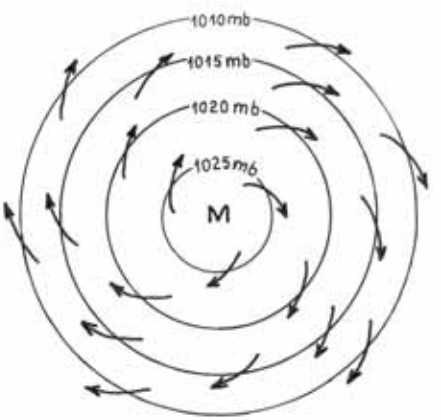


Fig. 85. Structura orizontală a unui anticiclon

9.3.3.1. Anticiclonii mobili polari

Anticiclonii, şi mai ales, cei mobili polari, au un rol important în dinamica aerului şi circulaţia meridianală a acestuia dinspre latitudinile înalte spre cele joase. În 1996, M. Leroux şi-a fundamentat teoria referitoare la circulaţia aerului troposferic pe existenţa şi transportul aerului rece polar prin intermediul acestor anticicloni mobili polari (A.M.P.)[3].

Un anticiclon mobil polar se formează în regiunile polare (Arctica, Antarctica, Alaska, Groenlanda, Siberia), cu temperaturi foarte scăzute şi presiunea aerului foarte ridicată. În aceste condiţii se formează regiuni vaste anticiclonice cu aer foarte rece, care se deplasează constant spre regiunile temperate datorită creşterii masei de aer răcite, coroborate cu forţa centrifugă ce se dezvoltă din mişcarea de rotaţie a planetei. Dislocarea unui A.M.P. duce la apariţia unei depresiuni barice, care va atrăgea aerul cald dinspre latitudinile joase. În regiunile polare, aerul se răceşte puternic şi generează un nou A.M.P. Se formează, astfel, un transfer meridional continuu de aer cald spre poli şi aer rece în sens invers. Un anticiclon mobil polar se formează la 1,1 zile, în tot cursul anului, cu o medie anuală de 329 de A.M.P.-uri. Vara, traiectoriile lor sunt mai slabe în comparaţie cu cele din timpul iernii, când înaintează puternic în regiunile tropicale.

9.3.3.2. Aspectul vremii în anticiclon

Vremea în regim anticiclonic se caracterizează prin mare stabilitate termo-barică, cerul este senin, cu precipitaţii inexistente sau slabe cantitativ, perioade de secete cu diferite durate şi intensităţi, cu temperaturi foarte scăzute iarna şi foarte ridicate vara, deci cu amplitudini termice anuale mari. Viteza vântului este slabă, de obicei, predomină calmul atmosferic.

În timpul verii, în urma răcirii radiative nocturne, se poate forma ceaţa de radiaţie, care dispare treptat o dată cu apariţia Soarelui. De asemenea, încălzirea puternică a aerului în timpul zilei duce la apariţia convecţiei termice slabe şi formarea norilor Cumulus de timp frumos (Cumulus humilis). În partea sudică a anticiclonului vremea este secetoasă în timpul verii, când activitatea de ciclogeneză din Marea Mediterană este slabă.

[3] Subiectul este dezvoltat în capitolul 2 *Factorii generatori ai climei* din cursul de *Climatologie*

În timpul iernii se pot produce inversiuni de temperatură. La suprafața solului răcit, mai ales în prezența stratului de zăpadă, se înregistrează temperaturi foarte scăzute, zile geroase consecutive, în care temperatura aerului poate coborî la valori de –25°C…-30°C şi chiar mai jos, îndeosebi în depresiunile intramontane şi în văile adânci, în timp ce la înălțime, pe culmile munților, aerul este mai cald.

În partea anterioară a anticiclonului, în regiunile geografice aflate sub influența acestuia, vremea este rece, iarna geroasă, cu ninsori intermitente, vara este instabilă şi răcoroasă, cu ploi ce pot avea caracter de aversă, specifice frontului rece al ciclonului.

În sectorul sudic al anticiclonului, vremea este închisă cu precipitații abundente, deseori cu ninsori viscolite, când Marea Mediterană este activă din punct de vedere ciclogenetic.

În spatele anticiclonului, vremea este influențată de frontul cald al depresiunii care înaintează. În consecință, vremea va fi mohorâtă cu precipitații slabe cantitativ, dar de durată (ploi mocăneşti).

9. 4. **Prognoza meteorologică**

Se mai numeşte şi prevederea vremii sau timpului şi reprezintă scopul principal al activității în meteorologie, cu grad mare de aplicabilitate practică.

Prognoza vremii înseamnă, de fapt, o anticipare pentru un anumit interval de timp (3-6 ore-*know casting*, 3,5,7,10 zile), a evoluției condițiilor meteorologice într-o regiune geografică oarecare. Ea se realizează în urma interacțiunii unor factori având la bază observațiile meteorologice vizuale şi instrumentale efectuate la stațiile meteorologice din rețeaua națională (în România, în prezent 160, din care 80 automatizate) la aceleaşi ore de observație, conform normelor O.M.M., transmise prin telefon, radio, teleimprimatoare, rețea de computere etc., la serviciile sau filiale teritoriale (în număr de 7) şi cel central, Administrația Națională de Meteorologie. Pe baza acestor date se întocmesc hărțile sinoptice de bază, pe care sunt înscrise, în dreptul fiecărei stații sinoptice, datele codificate ale parametrilor meteorologici măsurați. Fiecare centru național selectează datele primite şi le transmite prin radio-telegrafie sau teletip centrelor subregionale. Pentru Europa aceste centre subregionale sunt: Paris, Stockolm, Bracknell, Moscova, Roma, Offenbach, Praga. De aici, mesajele sunt transmise şi recepționate prin radio şi radioteletip (R.T.T.) de serviciile de prognoză din Europa.

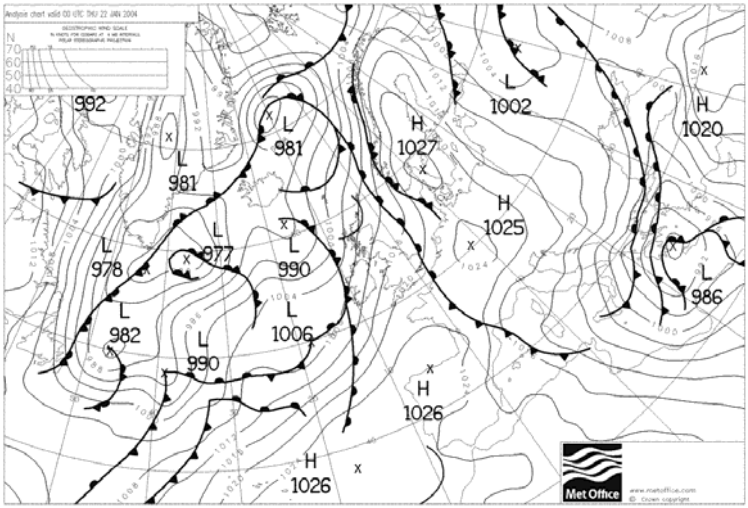


Fig. 86. Harta sinoptică la sol deasupra Europei în data de 22.I.2004 ora 00 UTC. H – presiune ridicată; L – presiune scăzută. Sursa: Meteo France

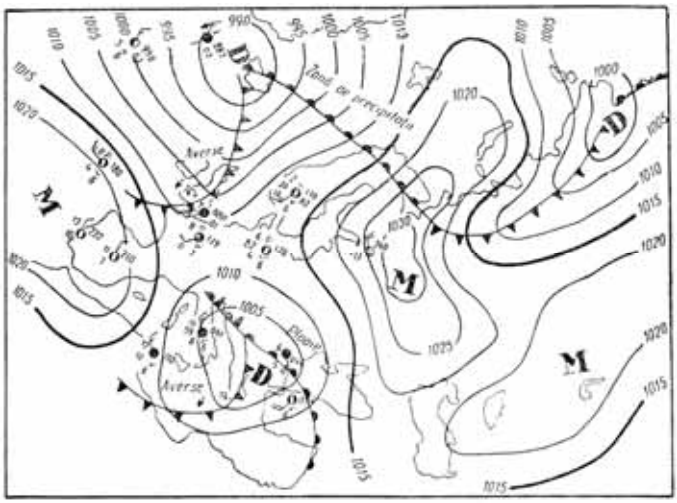


Fig. 87. Harta sinoptică din ziua de 10.04. 1965-00^{h} TMG

În scopul asigurării transmiterii la anumite ore a informațiilor meteorologice, fiecare serviciu național de prognoză a vremii este conectat la rețeaua internațională de teleimprimare din Europa (R.I.T.M.E.). În urma modernizărilor efectuate, actualmente, transmiterea hărților sinoptice și a buletinelor meteorologice se realizează prin intermediul dispozitivelor foto-înregistratoare, facsimil fotoinscriptor, toate automatizate şi cuplate prin canale de telecomunicație sau prin radio.

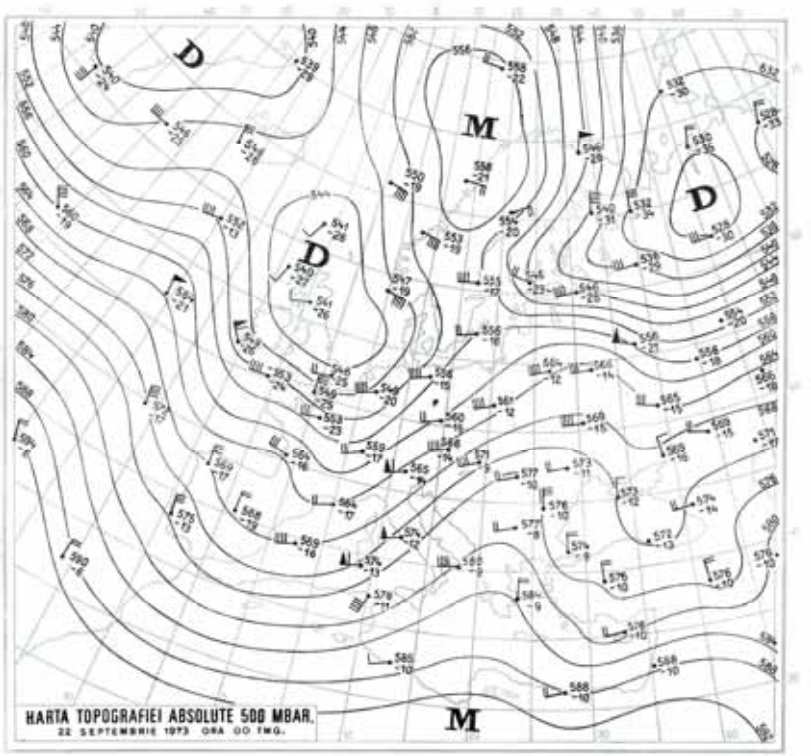


Fig. 88. Harta topografiei barice la 500 mb

Pe baza tuturor acestor date se întocmesc hărți sinoptice la sol (fig. 86, 87), hărți de variație a câmpului baric la sol, hărți ale câmpului de geopotențial din altitudine, hărți ale topografiei barice la diferite altitudini (fig. 88), hărți ale temperaturii aerului la ora 1 şi ale precipitațiilor din întreaga Europă la orele 7 şi 19 etc.

În prognoza meteorologică, pe lângă aceste metode şi mijloace se folosesc, din ce în ce mai mult, imaginile obţinute cu ajutorul radarului şi sateliţilor meteorologici şi se utilizează calculatoare performante pentru rularea modelelor atmosferice.

9.4.1. ***Radarul şi prognoza meteorologică***

Radarul meteorologic este un aparat prin care se primesc informaţii referitoare la poziţia sistemelor noroase, cantitatea de apă potenţială a acestora, felul norilor, evoluţia fronturilor atmosferice şi a sistemelor noroase acompaniatoare, anticiparea formării şi evoluţiei fenomenelor de risc meteorologic: grindină, oraje, ploi torenţiale (fig. 89), perioade de secetă, cicloni tropicali, tornade etc. Prin intermediul radarului se poate observa cu precizie o regiune geografică mai mare sau mică, distanţa pentru determinări sigure variind în funcţie de tipul şi performanţa radarului. În România, în ultimii ani, teritoriul geografic al ţării este analizat cu ajutorul radarelor Doppler, cu care au fost utilate centrele meteorologice teritoriale principale: Bucureşti, Craiova, Timişoara, Cluj, Iaşi şi Constanţa. Acest tip de radar, american, poate supraveghea cu precizie regiunea respectivă pe o distanţă de 300 km. Datele obţinute zilnic, din oră în oră, sau continuu, sunt transmise centrelor teritoriale de prognoză, Centrului Naţional de Prognoză din Bucureşti, recent modernizat, aeroporturilor, direcţiilor teritoriale hidro-meteorologice, prin hărţi radar, mesaje în clar şi codificate. Acestea dau informaţii asupra înălţimii şi direcţiei de deplasare a norilor, a fenomenelor meteorologice acompaniatoare, a distribuţiei precipitaţiilor pentru anticiparea viiturilor şi inundaţiilor, a producerii fenomenelor meteorologice periculoase, pentru care se dau avertizări.

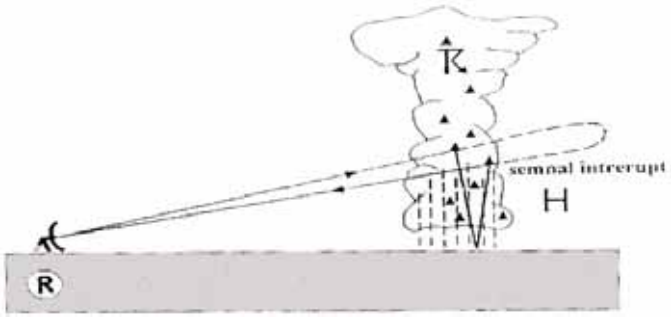


Fig. 89. Reflexia semnalelor radar de la grindină şi sol. Sursa: Măhăra, 2001

Prin intermediul mesajelor codificate, datele sunt transmise pe tot continentul european conform codului stabilit de O.M.M.

9.4.2. ***Sateliții şi prognoza meteorologică***

O dată cu lansarea în spațiu a sateliților artificiali ai Pământului (1957 în U.R.S.S. şi 1958 în S.U.A.) a început să se dezvolte o ştiință nouă, meteorologia satelitară, care studiază fenomenele din atmosferă şi de la suprafața solului, folosind observațiile efectuate de sateliți meteorologici din spațiul cosmic.

Sateliții meteorologici sunt *orbitali* şi *geostaționar*i.

Sateliții orbitali sunt plasați pe orbite circulare la înălțimi cuprinse între 400 km şi 1500 km. Majoritatea sateliților experimentali sau operaționali intră în această categorie. Ei fotografiază porțiuni înguste de teren, înconjurând planeta de 14 ori în 24 de ore.

Sateliții geostaționari au poziții fixe deasupra anumitor zone de pe suprafața terestră, în apropierea ecuatorului geografic, la o înălțime de 36 000 km. Fotografiază suprafețe mari de teren, cuprinse aproximativ între paralelele de 45°N şi 53°S.

Cei mai importanți sateliți meteorologici sunt, în ordinea apariției lor: TIROS, NIMBUS, ESSA, ITOS, NOAA, ATS, SMS, GOES (americani), COSMOS, METEOR (sovietici), POOLE şi EOLE (francezi), METEOSAT (Agenția spațială a Europei de Vest), GMS (japonezi) etc.

Prin intermediul sateliților meteorologici sunt studiate: evoluția formațiunilor noroase (fig. 90), poziționarea ciclonilor mobili extratropicali (fig. 91), deplasarea ciclonilor tropicali (fig. 92), temperatura şi umezeala atmosferică şi a solului, componentele bilanțului radiativ-caloric al Pământului, circulația atmosferică, concentrația gazelor cu efect de seră antropic etc. Aceşti sateliți sunt folosiți şi pentru culegerea şi retransmisia datelor meteorologice de la stațiile automate cu amplasamente diferite.

Prin intermediul sateliților geofizici sunt cercetate straturile superioare ale atmosferei cu măsurători referitoare la: gazele componente, temperatura, densitatea, ionizarea, radiațiile cosmice şi solare, concentrația de ozon, oxigenul molecular etc.

Imaginile satelitare sunt prelucrate şi descifrate în laboratoarele de specialitate, ce aparțin institutelor meteorologice, de către persoane şcolite în acest sens. Imaginile astfel obținute, folosite în prognoza meteorologică, sunt prezentate sub formă de imagini fotografice

succesive primite pe fotobandă, obținând un fotomontaj (în special pentru suprafețe continentale sau oceanice, nori, ceață, zăpadă, gheață) sau sub formă de hărți ale norilor (nefohărți).

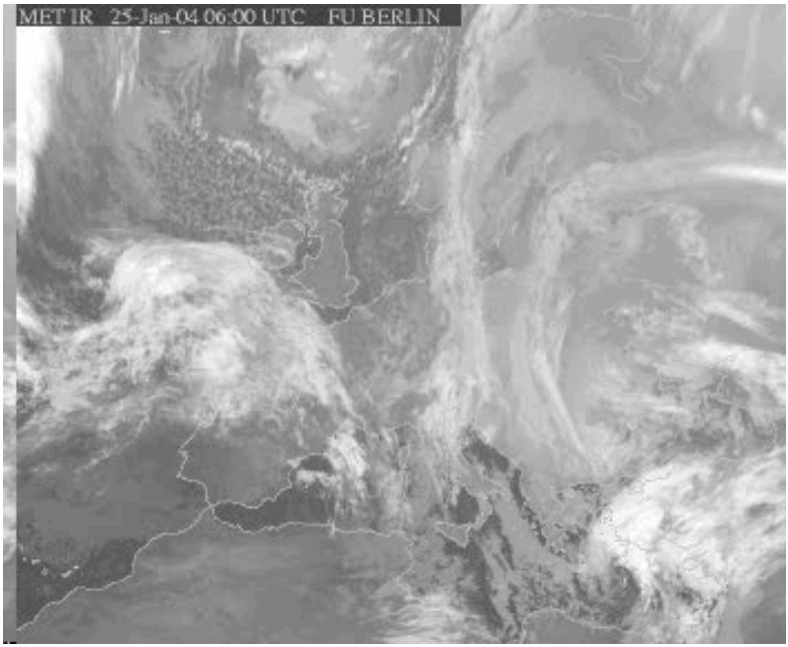


Fig. 90. Imagine satelitară a formațiunilor noroase care au determinat căderile masive de zăpadă din 25. 01. 2004 în România

9.4.3. ***Modele matematice atmosferice şi prognoza meteorologică***

O prognoză meteorologică, cu un grad ridicat de realizare, nu se poate efectua decât prin colaborarea dintre centrele meteorologice regionale şi folosirea unor modele matematice atmosferice performante. În acest sens, în România, în urma colaborării şi acordului cu Meteo France, aşa cum declara recent (iulie, 2005) Directorul general al A.N.M., dr. Ion Sandu, la emisiunea „Cum vă place" de la Postul Național de Radio, sunt rulate permanent modele care folosesc ca date de intrare, ieşirile modelului Arpège de la Meteo France. Cu cât acestea sunt mai detaliate pentru condițiile României, cu atât gradul de precizie a prognozelor meteorologice este mai ridicat.

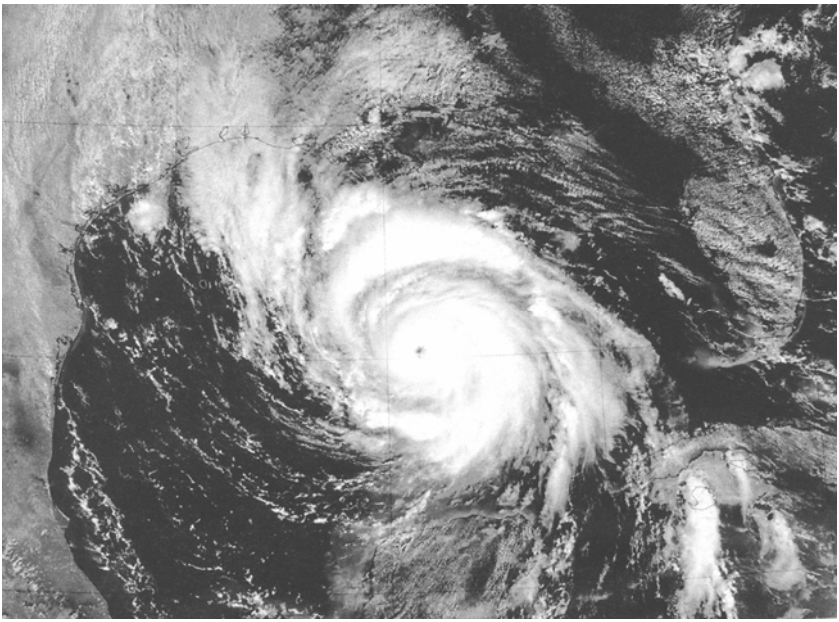


Fig. 91. Imagine satelitară a formațiunilor noroase ale unui ciclon mobil deasupra Europei

În scopul obținerii unor rezultate performante în activitatea de prognoză meteorologică pentru România a fost nevoie, pe de o parte, de perfecționarea meteorologilor români în țări cu renume în domeniu, ca Franța, Germania, Anglia, iar pe de altă parte, de investiții în aparatură modernă. În prezent, Centrul Național de Prognoză din cadrul A.N.M. este dotat cu calculatoare performante, antene de mare putere pentru recepționarea imaginilor satelitare, iar radarul Doppler este din generația celor mai noi şi performante.

Şi rezultatele se văd!

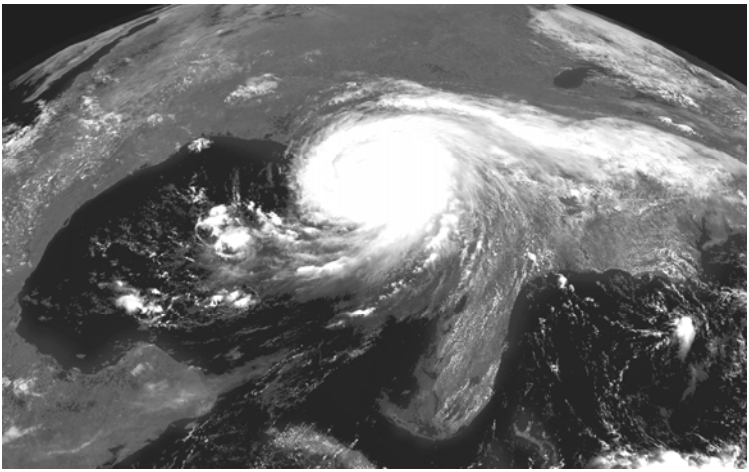
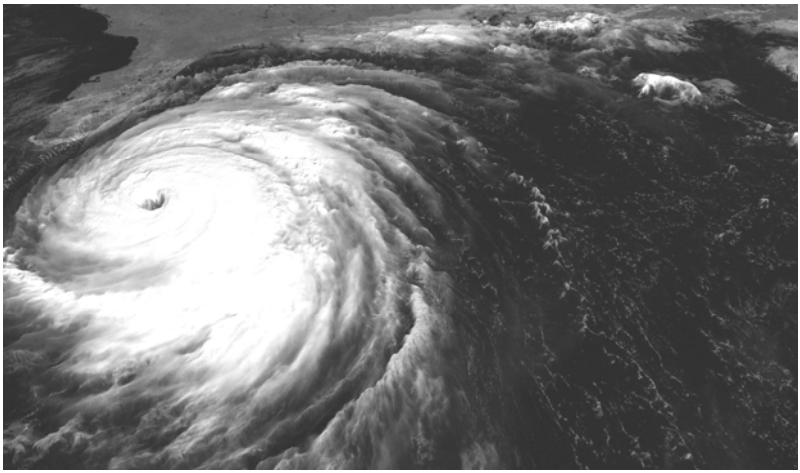


Fig. 92.Imagini satelitare (NOAA) succesive ale uraganului Katrina în Oceanul Atlantic şi Golful Mexic în anul 2005



Prognozele emise sunt foarte sigure (cu procent ridicat de realizare, peste 75%), precum şi avertizările pentru fenomenele meteorologice periculoase, care s-au produs, din nefericire, în număr impresionant pe teritoriul ţării, cu deosebire ploile torenţiale şi inundaţiile catastrofale din anul 2005.

BIBLIOGRAFIE

Apetroaei, Şt. (1983), *Evaluarea şi prognoza bilanţului apei din sol*, Editura Ceres, Bucureşti.

Apostol, Liviu (2000), *Curs de Meteorologie şi Climatologie*, Editura Universitatea Suceava.

Bacinschi, D., (1962), *Meteorologie şi Climatologie*, Editura Didactică şi Pedagogică, Bucureşti.

Bacinschi, D., Burciu, Gh. (1981), *Meteorologie*, Editura Did. şi Ped. Bucureşti.

Bâzâc, Gh. (1985), *Din istoria meteorologiei*, Editura Ştiinţifică şi Enciclopedică, Bucureşti.

Berbecel, O., Stancu, M., Ciovică, N., Jianu, N., Apetroaei, Şt., Socor, Elena, Rogodjan, Iulia (1970), *Agrometeorologie.* Editura Ceres, Bucureşti.

Bogdan, Octavia (1995), *Un caz excepţional de grindină la Constanţa (1iulie 1992),* SC Geogr., XLII**.**

Bogdan, Octavia, Niculescu, Elena (1999), *Riscurile climatice din România*, Academia Română, Institutul de Geografie, Bucureşti.

Chiotoroiu, Brînduşa (1997), *Variaţiile climei la sfârşitul mileniului II*, Editura Leda, Constanţa..

Ciulache, S. (2002), *Meteorologie şi Climatologie*, Editura Universitară, Bucureşti.

Ciulache, S., Ionac, Nicoleta (1995), *Meteorologie grafică*, Editura Universităţii Bucureşti.

Ciulache, S., Ionac, Nicoleta (2003), *Dicţionar de Meteorologie* şi *Climatologie*, Ars Docendi, Bucureşti.

Dissescu, C., A., Luca, I., Tudor, M., Dăbuleanu, M., L., Şoltuz, V., (1971), *Fizică şi Climatologie agricolă*, Editura Didactică şi Pedagogică, Bucureşti.

Donciu, C. (1983), *Evapotranspiraţia şi bilanţul apei din sol în România*, Mem. Secţ. Şt. Seria IV, *VI*, 2.

Donciu, C., Gogorici, Ecaterina, Jianu, V., Roşca, V., (1966), *Contribuţie la studiul corelaţiei dintre temperatura suprafeţei solului, temperatura aerului şi temperatura în stratul arabil în zonele de şes din sudul şi vestul ţării*, Culegere de Lucrări ale Institutului de Meteorologie, Bucureşti.

Doneaud, A., Beşleagă, N. (1966), *Meteorologie sinoptică, dinamică* şi *aeronautică*, Editura Didactică şi Pedagogică, Bucureşti.

Dragomirescu, Elena, Enache, L., (1998), *Agrometeorologie*, Editura Didactică şi Pedagogică, Bucureşti.

Drăghici, I. (1988), *Dinamica atmosferei*, Editura Tehnică, Bucureşti.
Dumitrescu, Elena (1973), *Curs de Meteorologie* şi *Climatologie*, vol. I, Meteorologie, Centrul de multiplicare al Universităţii din Bucureşti.
Erhan, Elena (1988), *Curs de Meteorologie* şi *Climatologie*, Partea I Meteorologie, Universitatea Al. I. Cuza, Iaşi.
Erhan, Elena (1999), *Meteorologie* şi *Climatologie practică*, Editura Universităţii Al. I. Cuza, Iaşi.
Fărcaş, I., Croitoru, Adina-Eliza (2003), *Poluarea atmosferei şi schimbările climatice*, Casa Cărţii de Ştiinţă, Cluj-Napoca.
Gloyne, R. W., Lomas, J. (1980), *Lectures note for training class II and class III agricultural meteorological personell*, W.M.O., Geneva, Switzerland.
Gogorici, Ecaterina, Jianu, V., Donciu, C., (1964), *Studiul supra adâncimilor de îngheţ ale solului*, Hidrotehnica, 9, 12, Bucureşti.
Ielenicz, M. (2000), *Geografie Generală, Geografie Fizică*, Universitatea *Spiru Haret*, Editura Fundaţiei *România de Mâine*, Bucureşti.
Ion-Bordei, Ecaterina, Căpşună, Simona (2000), *Curs de Meteorologie* şi *Climatologie,* Universitatea Ecologică, Bucureşti.
Ion-Bordei, Ecaterina, Dima, Viorica, Popescu, Delia (2000), *Lucrări practice de Meteorologie* şi *Climatologie*, Universitatea Ecologică, Bucureşti.
Ion-Bordei, N. (1988), Fenomene meteorologice induse de configuraţia Carpaţilor în România, Editura Academiei Române, Bucureşti.
Leroux, M. (1996), *La dynamique du temps et du climat*. Editura Masson, Paris, France.
Marcu, M. (1983), *Meteorologie şi climatologie forestieră*, Universitatea Transilvania, Braşov, România.
Măhăra, Gh. (2001), *Meteorologie*, Editura Universităţii din Oradea.
Negulescu, E., G., Stănescu, V. (1964), *Dendrologia, cultura şi protecţia pădurilor*, vol. I, Editura Didactică şi Pedagogică, Bucureşti.
Niculescu, Elena (1997), *Extreme pluviometrice pe teritoriul României în ultimul secol*, SC Geogr., XLIV.
Pop, Gh. (1988), *Introducere în Meteorologie* şi *Climatologie*, Editura Ştiinţifică şi Enciclopedică, Bucureşti.
Povară, Rodica, (2000), *Riscul meteorologic în agricultură. Grâul de toamnă*. Editura Economică, Bucureşti.
Povară, Rodica (2000), *Drought, hazardous meteorological phenomenon to agriculture in Romania*, Proceedings of Central and Eastern European Workshop on Drought Mitigation, Budapest – Felsögöd, Hungary, 12-15 April.
Povară, Rodica (2001), *Extreme meteorologice în anul agricol 1998-1999 pe teritoriul României*, Simpozionul „100 de ani de Învăţământ Geografic Românesc". Com. Geogr. vol. V. Editura Universitatea Bucureşti.
Povară, Rodica (2002), *Impactul excedentului de precipitaţii asupra agriculturii*, Studii şi Cercetări de Geografie, Academia Română, Institutul de Geografie şi ASE, Bucureşti.

Povară, Rodica (2004), *Climatologie generală*, Editura Fundației *România de Mâine*, Bucureşti.
Povară, Rodica (2005), *Particularități ale precipitațiilor atmosferice în Munții Apuseni, cu privire specială asupra perimetrului Gârda de Sus - Gheţari-Ocoale-Poiana Călineasa*. Analele Universității *Spiru Haret*, Seria Geografie, nr. 7. Editura Fundației *România de Mâine*.
Povară, Rodica, Herişanu, Gh. (2003) – *Particularitățile regimului radiativ şi ale duratei de strălucire a Soarelui cu impact asupra ecosistemelor naturale şi cultivate din Munții Apuseni.* Analele Universității *Spiru Haret,* seria Geografie, nr. 5, Editura Fundației *România de Mâine*, Universitatea *Spiru Haret*, Bucureşti.
Trufaş, Constanța (2003), *Calitatea aerului*, Editura Agora, Călăraşi.
Ţâştea, D., Bacinschi, D., Radu, N. (1965), *Dicționar meteorologic*, C.S.A., I.M.H. Bucureşti.
Săndoiu, Fulvia, Ileana (2000), *Agrometeorologie*, Editura Ceres, Bucureşti.
Săndoiu, Fulvia, Ileana (2003), *Fizică şi Elemente de Biofizică cu aplicații în agricultură*, Editura Alma Mater, Sibiu.
Stoica, C. (1954), *Puternica răcire din perioada 24 – 28 ianuarie 1954*, Buletinul Obs. Meteor. VII, XXIV**,** Bucureşti.
Stoica, C., Cristea, N. (1971), *Meteorologia generală*, Editura Tehnică, Bucureşti.
Strahler, A., N. (1973), *Geografie fizică*, Editura Ştiințifică, Bucureşti.
Topor, N. (1964), *Ani ploioşi şi secetoşi*, C.S.A., IMC, Bucureşti.
Văduva, Iulica (2003), *Meteorologie, Îndrumător de lucrări practice*, Editura MondoRO, Bucureşti.
Văduva, Iulica (2004), *Clima României. Note de curs*, Editura Universitară, Bucureşti.
Văduva, Iulica (2005), *Caracteristici climatice generale ale Podişului Dobrogei de Sud*, Editura Universitară, Bucureşti.
*** (1980 - 1996), *Bulletin de l' OMM*, Genève, Suisse.
*** (1983), *Geografia României, I, Geografia fizică*, Editura Academiei.
*** (1986), *Instrucțiuni pentru observarea, identificarea, şi codificarea norilor şi a fenomenelor meteorologice*. I.N.M.H. Bucureşti.
*** (1995), *Instrucțiuni pentru stațiile meteorologice*, I.N.M.H., Bucureşti
*** (2003), *Ziua Mondială a Meteorologiei, Climatul de Mâine*, Mesajul prof. G.O.P.Obasi, Secretar General al O.M.M.
http:/www.computergames.ro
http:/www.ntua.gr./weather/satelite.html
http:/www.nnvl.noaa
http:/rsd.gsfc.nasa.gov
http://www.australiasevereweather.com/Jimmy Deguara